DENKSCHRIFTEN

DER

KAISERLICHEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

MATHEMATISCH NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ZWEIUNDACHTUNGSTER BAND

518.20

WIEN

AUS DER KAISERLICH-KÖNIGLICHEN HOF- UND STAATSDRUCKEREI

1914

DENKSCHRIFTEN

DER

KAISERLICHEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ZWEIUNDACHTZIGSTER BAND

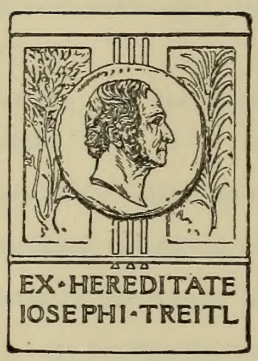
LIBRARY OF CONGRESS
518.29
OCT 14 1914
SMITHSONIAN DEPOSIT

WIEN

AUS DER KAISERLICH-KÖNIGLICHEN HOF- UND STAATSDRUCKEREI

1914

AS142
.V814


EX·HEREDITATE
IOSEPHI·TREITL

Inhalt.

Seite

Geyer: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges (mit 3 Tafeln und 3 Textfiguren) 1

Kossmat: Geologie des Wocheinertunnels und der südlichen Anschlußlinie (mit 7 Tafeln, 1 geologischen Karte und 15 Textfiguren) 41

Teller: Geologie des Karawankentunnels (mit 3 Tafeln und 29 Textfiguren) 143

John: Über die chemische Zusammensetzung einiger im Karawankentunnel erbohrten Wässer . . 251

Sander: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (mit 4 Tafeln und 17 Textfiguren) 257

Mohr: Geologie der Wechselbahn, insb. des Großen Hartberg-Tunnels (mit 7 Tafeln, 1 geologischen Karte des Bahnterrains und 7 Textfiguren) 321

DIE

AUFSCHLIESSUNGEN DES BOSRUCKTUNNELS

UND DEREN

BEDEUTUNG FÜR DEN BAU DES GEBIRGES

VON

G. GEYER.

Mit 3 Tafeln und 3 Textfiguren.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 13. JUNI 1907.

Einleitung.

Der Steilabsturz der Nordkalkalpen gegen die großen, am Fuße der kristallinischen Zentralkette hinziehenden Längentäler repräsentiert bekanntlich nicht überall einen Denudationsrand, bis zu welchem die Abtragung zufällig vorgeschritten ist, sondern erscheint vielfach abhängig von Störungen, die sich zum Teile als einfache staffelförmige Absenkungen, zum Teile aber auch als gegen jene Haupttäler, also südlich gerichtete Überschiebungen erweisen. In der Regel sind es wohl dem Hauptstreichen des Gebirges folgende Längsbrüche, seltener Querverwürfe, durch die der sonst annähernd geradlinige Westostverlauf jenes Absturzes Unterbrechungen erleidet.

Hiefür bieten sich im oberen Ennstale, speziell in der Gegend von Liezen und Admont, einige typische Beispiele, zu denen auch das durch den Bosrucktunnel durchbrochene Massiv gezählt werden darf.

Während der südliche Kalkalpenrand oberhalb Admont durchaus am linken Gehänge des Ennstales verläuft, springt derselbe bei Admont selbst um mehrere Kilometer nach Süden vor bis zu einer geographischen Breite, in der er dann ostwärts auf eine lange Strecke hin verharrt. Augenscheinlich ist es eine Querstörung, welche hier den südlichen Schichtkopf der Trias, das heißt also die Hochthor-Sparafeldgruppe von den kristallinischen Höhen bei Selzthal, dem Dürrenschöberl, trennt.

In minder augenfälliger Weise tritt uns auch in dem die linke Seite des oberen Ennstales begleitenden Abschnitte jener Südkante der Kalkalpen eine derartige Unterbrechung entgegen, indem das dem Südrande angehörige, hier näher besprochene Massiv des Bosruck mit dem Karleck vor den nach Norden zurückweichenden Hallermauern ohne weitere Fortsetzung ausstreicht, so daß die letzteren weiterhin jene Südkante repräsentieren.

Hier ist es ein zwischen der nördlich neigenden Pyrgasplatte und der fast seiger aufgerichteten Bosruckscholle einschneidende, westlich gegen den Paß Pyhrn ausstreichende Längsstörung, durch welche jene Verschiebung und Unterbrechung bedingt wird. (Vergl. die Kartenskizze.)

Gleichwie der Bosruck im Norden durch die erwähnte Längsstörung abgeschnitten wird, bricht auch die nördlich abfallende Pyrgasscholle vor dem bis zu den Werfener Schichten entblößten Becken von Windischgarsten in einer Verwerfung ab, welche ebenfalls die auffallende Senke des Pyhrnpasses zwischen dem aufgerichteten Triasschichtkopf des Bosruck und der ausgedehnten, fast horizontal gelagerten Dachsteinkalkplatte des Todtengebirges durchzieht. In diesem tiefen Sattel passieren also, einander genähert, mehrere Störungen, die, wie aus den geologischen Verhältnissen der anschließenden Gebiete ersichtlich wird, eine Verbindung gewisser Längsdislokationen des Salzkammergutes mit einem bedeutenden Längsbruch der Nordostalpen, nämlich der Puchberg—Mariazeller Linie herzustellen scheinen.

Versprach somit die Tunnelierung des Bosruck, gewisse Anhaltspunkte für die Festlegung der erwähnten Störungen und deren Verhalten in einem tieferen Niveau zu bieten, so vermochte dieselbe anderseits auch in stratigraphischer Hinsicht einzelne Fragen aufzuhellen, deren Lösung auf Grund bloß oberflächlicher Beobachtungen kaum durchführbar erscheint.

Es beziehen sich diese Fragen namentlich auf das Salzgebirge und dessen relative Stellung innerhalb der Werfener Schichten, wobei zu berücksichtigen ist, daß die jenem Komplexe eigenen Gesteine infolge ihrer geringen Widerstandskraft gegen die chemischen und mechanischen Wirkungen des Wassers fast nirgend in oberflächlichen Aufschlüssen studiert werden können.

Hiezu gehört wohl auch die Frage der auf kurze Strecken hin eintretenden Schwankungen in der Mächtigkeit der Werfener Schiefer, welche letzteren ja gerade in dieser Gegend am Pleschberge bei Admont in ungewöhnlichem Maße anzuschwellen scheinen, während sie nur wenige Kilometer entfernt auf der Südseite der Sparafeld-Hochthorgruppe bezüglich ihrer Mächtigkeit auf ein Minimum herabsinken.

Rücksichtlich dieser auffallenden Unterschiede konnte nämlich von den Tunnelaufschlüssen die Entscheidung der Frage erwartet werden, inwieweit die vorhandenen Faltungen zur Enstehung jener anscheinend so bedeutenden Mächtigkeit beitragen.

Endlich konnte vermutet werden, daß die Tunnelröhre einzelne Grenz- oder Zwischenbildungen auffahren würde, durch die eine Gliederung der mächtigen, den Bosruck aufbauenden Triaskalkmassen und Dolomite ermöglicht würde.

Die Schichtfolge.

An dem Aufbaue des Bosruckzuges beteiligen sich, von einem gering mächtigen Sockel altpaläozoischer Gesteine abgesehen, fast ausschließlich triadische Ablagerungen, und zwar hauptsächlich in bedeutender Mächtigkeit entwickelte quarzitische Sandsteine und glimmerige Schiefer der Werfener Schichten, sowie denselben in einer tief eintauchenden Synklinale aufgelagerte Dolomite und Korallenkalke der mittleren und oberen Trias.

Als randliche Anlagerungen oder Auflagerungen nehmen die Gosauschichten nur untergeordneten Anteil an der Zusammensetzung dieses oberflächlich vielfach von Grundmoränenresten überkleideten Gebirges.

1. Silurische Tonschiefer und Grauwacken.

Die in der nächsten Umgebung von Liezen am Südfuße des Salberges aufgeschlossenen, steil nach Nordwesten einfallenden schwarzgrauen Tonschiefer und eng damit verknüpften Grauwacken bilden sicher die ältesten im Bereiche des Bosruck zu Tage tretenden Schichten. Sie werden durch junge Schottermassen von den kristallinischen und jungpaläozoischen Bildungen räumlich abgetrennt, die

M. Vacek[1] auf dem gegenüberliegenden südlichen Ennsufer ausgeschieden hat, so daß die Möglichkeit entfällt, aus dem Verhältnis zu jenen Bildungen stratigraphische Anhaltspunkte abzuleiten. D. Stur[2] zählt diese Tonschiefer und Grauwacken wohl auf Grund ihrer Gesteinsbeschaffenheit zum Silur. Tatsächlich spricht der petrographische Charakter eher für diese Deutung als für eine Parallelisierung mit den lithologisch abweichend ausgebildeten Obercarbonschichten des Paltentales oder des südlichen Ennsufers.

Nach den von D. Stur l. c. gezeichneten Profilen und den Spuren verfallener Stollen, die man heute noch in der Gegend von Arzberg beobachten kann, ging der hier einst betriebene Eisensteinbau wohl im Hangenden jener dunklen Tonschiefer und Grauwacken um. Aus den in der Literatur niedergelegten Mitteilungen über jenen alten Bau[3] geht anscheinend wohl hervor, daß dieses Vorkommen jenem auf dem Blahberge am rechten Ennsufer analog sei, doch fehlen nähere Angaben über die Lagerung, aus denen auf das Verhältnis der Erze zu den Silurschiefern oder zu der nächstfolgenden konglomeratisch entwickelten Schichtserie geschlossen werden könnte.

2. Konglomerate und Flaserbreccien des Salberges.

In diskordanter Lagerung folgen am Südabhange des Salberges über den steil stehenden altpaläozoischen Tonschiefern und Grauwacken grobe Konglomerate und Flaserbreccien, welche lokal durch eingestreute Brocken oder Gerölle eines feinkristallinischen, weißen oder gelblichen Kalks ein buntscheckiges Aussehen annehmen.

Es sind dieselben grobklastischen Gesteine, die unterhalb Röthelstein bei Admont in Steinbrüchen abgebaut werden und hier in den Übergängen zwischen dem unveränderten Konglomerat mit seinen Geröllen zu grauwackenartigen weißgebänderten Gesteinen mit linsenförmigen Kalklagen in deutlicher Weise die Spuren dynamometamorpher Einwirkungen zur Schau tragen.

Am Salberge treten diese Kalkgerölle zurück und es bilden zumeist Fragmente von Phylliten und alten serizitischen Schiefern die Hauptmasse der durch eine reichliche Einstreuung von Quarzgeröllen ausgezeichneten, mehr oder minder flaserig struierten Konglomerate. Sehr häufig sind Einschlüsse von glimmerreichen grünen Schiefern, durch welche die grüngraue Grundfarbe dieser Schichtgruppe bestimmt wird.

Nahe östlich von Liezen bei dem Gehöfte Kreuz oberhalb der Straße am Fuße des Salberges findet sich ferner ein grobe Quarzgerölle einschließendes, zum größten Teile aus weißgrünem serizitisch-talkigen Filz zusammengesetztes brecciöses Gestein. In den vorerwähnten Konglomeraten tritt häufig die Abrundung der einzelnen Elemente so weit zurück, daß man dieselben als vorwaltend aus kristallinischen und paläozoischen Elementen zusammengesetzte, quarzreiche Flaserbreccien bezeichnen muß.

Nach oben scheinen diese gröberen Gebilde in bräunlichgraue, einzelne Quarzkörner umschließende, schon etwas schieferige Grauwacken, endlich aber in graue sandige Schiefer und Sandsteine überzugehen, welche ihrerseits wieder durch Übergänge mit glimmerreichen, plattigen, grünen und violetten Schiefern vom typischen Aussehen der Werfenerschiefer verknüpft werden.

Es liegt nahe, diese nach oben anschließend in die Werfener Schichten übergehenden Konglomerate und Flaserbreccien mit dem südalpinen Verrucano zu vergleichen, doch fehlen bisher die Anhaltspunkte, welche eine solche auf äußerlichen Merkmalen begründete Gleichstellung auch anderweitig stützen würden. Dagegen deutet der Übergang der grobklastischen Bildungen durch feinkörnige Grauwackensand-

---

[1] M. Vacek, Über die geologischen Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. Verh. der Geolog. Reichsanstalt, Wien 1884, p. 390.

[2] D. Stur, Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, Bd. IV, Wien 1853, p. 461. — Geologie der Steiermark, Graz 1871, p. 108.

[3] Historisches über den Eisensteinbergbau am Salberg bei v. Muchar (Steiermärk. Zeitsch., XI. Bd., alte Folge, p. 39), ferner in A. v. Miller, Die Steiermärkischen Bergbaue etc., Sep. aus »Ein treues Bild des Herzogtums Steiermark«, Wien 1859, p. 11.

steine in die typischen Sandsteine der Werfener Schichten darauf hin, daß diese Konglomerate und Breccien als eine Basalbildung der letzteren aufgefaßt werden müssen. Die Verbreitung dieser Zone ist auf die Südabdachung des Salberges beschränkt; dieselbe zieht sich etwa vom Saller am Liezener Kalvarienberg angefangen nach Osten schräg abwärts bis an die Ostecke dieses Höhenzuges zwischen den Gehöften Stoffen und Klaus, wo sie in der Sohle des Ennstales ausstreicht.

3. Werfener Schichten mit dem Haselgebirge.

Die in der Gegend nordwestlich und nördlich von Admont in großer Flächenausdehnung und anscheinend sehr bedeutender Mächtigkeit entwickelten Werfener Schichten werden von D. Stur[1] in drei Stufen gegliedert. Wie sich aus den neuen Aufnahmen dieses Gebietes und aus den Tunnelaufschlüssen ergibt, dürfte eine mehrfache Zusammenfaltung der immerhin aus verschiedenen Gesteinskomplexen von ansehnlicher Stärke aufgebauten Serie die scheinbare Mächtigkeit der letzteren bedingen, zugleich aber auch die schon von F. Standfest[2] angezweifelte Stichhältigkeit jener Gliederung im Sinne von D. Stur beeinträchtigen, wenn auch eine Abteilung in drei Hauptglieder unverkennbar vorhanden ist.

Unter den mit den Flaserbreccien des Salberges durch Übergänge verknüpften tieferen Lagen der Werfener Schichten spielen dunkelgraugrüne, feinkörnige, quarzitische Sandsteine mit nicht allzu zahlreich, und zwar unregelmäßig eingestreuten Glimmerschüppchen eine Hauptrolle.

Diese nur seltener in violette oder braunrote Sandsteine übergehenden, abwechselnd plattig und dünnschieferig ausgebildeten Gesteine herrschen auf der Südseite des Bosruck vor und bauen vorwiegend den Salberg und Hartingberg bei Selzthal sowie den Frauenberg und Leichenberg bei Admont auf. Speziell in der Umgebung von Ardning sind es dunkelgrüne, dünnschichtige, serizitisch glänzende und daher ein altertümliches Ansehen aufweisende Schiefer, in denen im ersten Seitengraben etwa 2 *km* östlich von Ardning ein Einschluß von Gipston mit großen wasserhellen Gipskristallen aufgefunden wurde und welche daher wohl sicher noch zu den Werfener Schichten gehören.

In enger Verbindung mit den eben erwähnten Sandsteinen und Schiefern erscheinen nun etwas weiter nördlich im Ardninggraben und auf dem sonnseitigen Abhange des Pleschberges hellgraue oder weißlichgrüne, plattige Sandsteine mit dolomitischem Bindemittel, welche ihrem petrographischen Habitus nach wohl kurzweg als Quarzite bezeichnet werden dürfen. Dickplattige Varietäten wechseln mit tafelförmig brechenden Schiefern ab und alle Abarten zeigen reichlich mit Glimmerschuppen bedeckte Schichtflächen.

Zusammen mit den zuerst erwähnten dunkelgrünen Sandsteinen und Schiefern bilden die Quarzite des Pleschberges zweifellos die tiefere, ältere Abteilung der Werfener Schichten, aus der hier bisher keine fossilen Reste aufgefunden werden konnten.

Zwischen diesem Liegendkomplex und der im Hangenden desselben folgenden Hauptmasse der violetten, braunroten und grünen glimmerreichen fossilführenden Werfener Schiefer schaltet sich nun ein kalkiges Niveau ein, eine zirka bis zu 50 *m* starke, aus kalkigen, blaugrauen, rostgelb verwitternden, kalkigen Schiefern, schwarzen, dünnschichtigen, fein weißgeäderten Kalken, gelbgrauen, porösen Rauchwacken und ockergelben, kalkreichen Breccien bestehende, kalkige Stufe, die sich aus der Gegend des Pyhrnbaches bis in den Ardninggraben zusammenhängend verfolgen läßt und nach einer längeren Unterbrechung erst auf dem Rücken westlich von Mühlau neuerdings beobachtet werden kann.

Wenn man die eben geschilderte, aus Basiskonglomeraten und plattigen Sandsteinen bestehenden, tieferen Glieder dieser Serie mit dem Verrucano und dem Grödener Sandstein der Südalpen

---

[1] D. Stur Geologie der Steiermark, p. 209.

[2] F. Standfest, Zur Geologie des Ennstales. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, 1880, p. 107.

vergleichen wollte, läge es nahe, den eben namhaft gemachten Horizont von schwarzen Kalken und Rauchwacken mit der Bellerophonkalkstufe in Parallele zu stellen. Diesem Gedanken wurde in der Tat für diese[1] und die westlich benachbarten Gegenden im Ennstale und Fritztale schon Ausdruck verliehen, und zwar von C. W. Gümbel[2] und E. v. Mojsisovics.[3] A. Bittner[4] hat dagegen das Vorkommen echter Werfener Fossilien noch im Liegenden jener mittleren Kalkstufe ins Treffen geführt und so mag denn jene Parallelisierung wohl als eine bisher noch unbewiesene Möglichkeit im Auge behalten werden.

Wenn man berücksichtigt, daß die normale Gliederung des Perm der Karnischen Alpen schon im Drauzuge, also jenseits des Gailtales einer sehr restringierten Entwicklung Platz macht, in welcher das Niveau des Bellerophonkalkes bereits fehlt, so daß die Werfener Schiefer unmittelbar auf dem durch Quarzporphyrlagermassen ausgezeichneten Grödener Sandstein lagern, so fällt es umso schwerer, jene äußerliche Analogie als einen hinreichenden Grund für die Gleichstellung von einander so weit entfernten Bildungen anzuerkennen.

Über dieser kalkigen Stufe folgen endlich die aus einem Wechsel von blaugrauen, rostig anwitternden, sandig-glimmerigen Schiefern und hellen, plattigen Quarziten bestehenden, nach oben immer häufiger von braunroten und violetten, mergeligen Schieferlagen unterbrochenen oberen Werfener Schiefer. Diese Abteilung erreicht abermals eine Mächtigkeit von mehreren 100 *m* und schließt nach oben ab mit grell kupferroten Sandsteinen und Mergeln und roten oder bräunlichen sandigen Oolithkalken.

Diese obersten Lagen sind es erst, in denen reichlichere Petrefaktenführung zu beobachten ist. Aus den unteren, vorwiegend aus dunklen, grünen Sandsteinen oder hellen, weißlichgrünen Quarziten bestehenden Lagen der Werfener Schichten dieser Gegend liegen bisher gar keine Fossilreste vor. Erst in den grauen oder grauvioletten, glimmerigen, dünnschieferigen Sandsteinen im Hangenden der Rauchwackenbank konnte stellenweise das massenhafte Auftreten von Myacitensteinkernen beobachtet und aus dem Tunnelausbruchsmaterial vom Stollenmeter 1546 (von Süd) das Auftreten von *Myophoria costata* nachgewiesen werden.

Dagegen führt D. Stur in der Beschreibung des erwähnten Profiles vom Pleschberge schon aus den dünngeschichteten, gelblichen Kalkmergeln der mittleren kalkigen Etage das Vorkommen von *Posidonomya Clarae* und *Naticella costata*[5] an und bemerkt weiterhin das häufige Auftreten von Myaciten und der genannten *Posidonomya* in den dunkelrot gefärbten Hangendmergeln und Sandsteinen der Werfener Schiefer.

A. Bittner[6] führt aus feinoolithischen rötlichgrauen Kalken der zwischen der Frumaualpe und Mausmayeralpe in einem schmalen Streifen zu Tage tretenden oberen Werfener Schichten außer Gervillien vom Typus der *G. Alberti* vereinzelte Pectines vom Typus des *P. inaequistriatus* Goldf., ferner eine seltene gerippte *Myophoria*, die der *M. fallax* Seeb. äußerst nahe steht, an.

Ich selbst sammelte auf dem Abhange des Kitzsteines südlich oberhalb der Frumau- oder Fuchsalpe aus jenen rötlichgrauen Oolithkalken mit dunkelschaligen Fossilien, außer verschiedenen glatten Muscheln, eine gerippte *Avicula?* und konnte in den diese Gesteine zunächst unterteufenden, grell kupferroten glimmerigen Sandsteinen das Vorkommen von *Myophoria ovata* sowie verschiedener anderer, teils zu *Gervilleia*, teils zu *Modiola* gehöriger Bivalven nachweisen.

---

[1] D. Stur, Geologie der Steiermark, p. 209 bis 210.

[2] C. W. Gümbel, Die geognost. Durchforschung Bayerns. Rede in der öffentlichen Sitzung d. kgl. Akad. d. Wissensch. am 28. März 1877, München 1877, p. 65.

[3] E. v. Mojsisovics, Im Jahresbericht d. Geolog. Reichsanstalt. Verh. 1885, p. 4. — Erläuterungen zur geologischen Karte, Südwestgruppe, Nr. 19, Ischl und Hallstatt. Verlag d. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1905, p. 4.

[4] A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, 1884, p. 100.

[5] In der Angabe dieser sehr verschiedenen Niveaus der Werfener Schichten angehörigen Fossilien liegt wohl ein Widerspruch.

[6] A. Bittner, Neue Petrefaktenfunde im Werfenerschiefer der Nordostalpen. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1886, p. 387.

Die Verbreitung dieser fossilführenden bunten oberen Werfener Schichten scheint sich auf die Nachbarschaft des Gipfelmassives zu beschränken und hauptsächlich auf der Südseite des Bosruck vom Pyrgasgatterl an bis zum Paß Pyhrn zu ziehen; es ist indes möglich, daß auch in den südlich gegen das Ennstal vorgeschobenen Schieferhöhen derartige Faltenreste eingeklemmt sind.

Außer den genannten Sandsteinschiefern, Quarziten und festeren Mergeln beteiligen sich am Aufbaue dieser Serie noch überaus weiche tonige Gesteine mit eingelagerten linsen- oder stockförmigen Massen oder aderförmigen Einsprengungen von Anhydrit, Dolomit, Gips und Steinsalz — das sogenannte Haselgebirge. Vielfach treten mit demselben von zahllosen glänzenden, dunkeln Ruscheln in scharfkantige linsenförmige Körper zerlegte Schiefertone auf, welche in anderen Salinargebieten, insofern keine Fossilien vorlagen, ihres petrographischen Aussehens wegen vielleicht mehrfach mit den Zlambachschichten verwechselt und auch häufig als Glanzschiefer bezeichnet worden sein mögen.

Da der ganze Komplex dieser weichen Gesteine der oberflächlichen Erosion nur sehr geringen Widerstand entgegenzusetzen im stande ist, trifft man die Aufschlüsse desselben an der Oberfläche nur in sehr beschränktem Maße und an besonders geschützten Stellen, wie in tief eingerissenen Gräben. In der Regel ist das zu Lehm verwitterte Ausgehende der von den Salzleuten als Haselgebirge bezeichneten weichen und plastischen Salztonschichten vom Bergschutt der höheren Lehnen überrollt und meist mit Vegetation überkleidet, so daß die wenigen deutlich sichtbaren Aufschlüsse desselben auf den geologischen Karten, ihrer geringen Ausdehnung wegen, kaum anders als schematisch eingetragen werden können.

Da dieses Haselgebirge im Stollendurchschnitt zum Teile eine beträchtliche Mächtigkeit erreicht, an den entsprechenden Örtlichkeiten obertags aus den angegebenen Gründen jedoch nicht nachgewiesen werden kann, ergaben sich bei dem Versuche, die Tunnelaufschlüsse mit den oberflächlichen Verhältnissen in ein Profil zu bringen, nicht geringe Schwierigkeiten.

Aus den Stollenaufschlüssen ergibt sich, daß Anhydrit und Gips in verschiedenen Niveaus der Werfenerschichten auftreten, daß jedoch die durch mächtige Anhydritbänke und Salzvorkommen ausgezeichneten tonigen Gebilde, teils als graue tonige Mergelschiefer, teils als von bröckeligem Schiefermaterial durchsetzte, sehr oft kugelige Gerölle von Anhydrit oder Dolomit einschließende graugrüne Tonmassen, hier nur in den oberen Stockwerken der Werfener Schiefer nahe über der mittleren Einlagerung von Rauchwacken und Kalkschiefern, also zwischen diesen und dem anisischen Dolomit und Kalk auftreten.

Wegen ihrer ähnlichen äußeren Erscheinung und ihrem analogen Verhalten bei dem Ausbruche des Richtstollens wurden als »Haselgebirge« wohl zwei genetisch voneinander abweichende Gebilde registriert. Einerseits sind dies nämlich mit meist kugelrunden, oft aus Dolomit oder Anhydrit bestehenden Geröllen erfüllte, wahre Tonmassen, anderseits aber eine bröckelige, regellos aus eckigen Schiefer- und Quarzitstückchen zusammengesetzte Breccie, welche wohl nur als Reibungsbreccie aufgefaßt und durch die Zertrümmerung von einst mit jenen plastischen Tonen in Verbindung gestandenen Schieferzwischenlagen entstanden gedacht werden kann.

Reiner Anhydrit in dichten, grauen oder rötlichen, kantendurchscheinenden Massen sowie ein damit innig verknüpftes, aus einem Gemisch von schwefelsaurem Kalk mit kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia bestehendes Gestein bilden im Tunnel in einer Mächtigknit von einigen 100 *m* aufgeschlossene, meist schichtungslose Massen, während Gips teils in gering mächtigen, den Schichtenfall parallelen Lagen und Linsen (dünne Linsen werden vielfach als Lassen bezeichnet), teils in Form oft riesiger Geoden oder auch in Form unregelmäßiger Stöcke und Nester sowohl im eigentlichen Haselgebirge als auch in den ruscheligen Schiefertonen eingebettet ist.

Die durch den Tunnel nördlich und südlich von der großen Kalkmasse des Bosruck geschaffenen Aufschlüsse zeigen nicht nur die enge Verknüpfung der Werfener Schichten mit dem Salzgebirge, d. h. aller mit den Anhydrit-, Gips- und Steinsalzmassen verbundenen tonigen oder mergeligen Ablagerungen, sondern geben zugleich auch ein Bild der überaus verworrenen Lagerungsverhältnisse, welche die letzteren hier genau so wie in den durch Bergbau aufgeschlossenen alpinen Salzdistrikten zur Schau tragen.

Betrachtet man den auf Taf. II auf Grund einer Reihe von Einzelnbeobachtungen und Daten schematisch dargestellten Durchschnitt, so ergibt sich auf den ersten Blick dieselbe Mannigfaltigkeit der Verteilung der einzelnen Elemente des Salzgebirges, die durch A. Miller v. Hauenfels[1], E. v. Mojsisovics,[2] F. Pošepny[3] und A. Aigner[4] bezüglich verschiedener Salinargebiete geschildert und zum Teile auch in instruktiven Durchschnitten und Ulmenbildern graphisch dargestellt wurde.

Immerhin lassen sich aber in dem auf den ersten Blick regellos erscheinenden Wechsel einzelne wiederholt auftretende Beziehungen erkennen, welche demnach einer gewissen Gesetzmäßigkeit nicht entbehren. In dieser Hinsicht fällt es zunächst auf, daß in dem nördlichen Abschnitt des Tunnels, also auf der Spitaler Seite, das von Gipslinsen und Klumpen durchschwärmte, hie und da auch von Salzlassen durchzogene, tonige Haselgebirge über den Anhydrit vorherrscht, während der letztere teils in reiner, kristallinischer Form, teils mit Kalk- und Magnesiacarbonat als dichtes, hellgraues, hartes Gestein innig gemengt auf der Südseite viel mächtiger entwickelt ist.

Dabei zeigt sich der Triaskalk des Bosruck beiderseits zunächst vom Haselgebirge begrenzt, in dem er anscheinend eingesunken ist, erst weiter südlich folgt in größerer Mächtigkeit der reine Anhydrit und dann anschließend an den Südzug der Werfener Schichten das zähe Gestein, das sich als Gemenge von Anhydrit mit Kalk und Magnesit erweist.

Weiter ergibt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Anhydrit und den in den Werfener Schichten eingelagerten Kalken und Rauchwacken. Stets folgt über den Werfener Schiefern zunächst eine mächtige, zum Teil zu Rauchwacke ausgelaugte oder in Höhlen und Schloten gänzlich aufgelöste Kalkplatte und darüber erst die Anhydritmassen, welche anscheinend nach Norden hin von dem nur untergeordnete Anhydritlinsen umschließenden, tonreichen Haselgebirge abgelöst werden.

Der Umstand, daß hier wiederholte Faltungen vorliegen, worauf aus dem obertägigen Verhalten der Rauchwackenlager geschlossen werden muß, erschwert wohl die Rekonstruktion des ursprünglichen Ablagerungsraumes dieses Salinarbeckens und raubt den etwa aus der Reihenfolge der Absätze und deren Löslichkeit abzuleitenden Schlüssen die sichere Basis. Immerhin jedoch scheint die hier mehrfach wiederkehrende Reihenfolge: Grundgebirge (Werfener Schiefer), Eisenoxyd (eisenschüssige Schieferpartien, Sulzgraben am Leichenberg, nördlich von Admont), Kalk, Calciumsulfat, Salzton mit Gipslinsen und Salzadern, endlich Anhydrit, im großen ganzen mit der durch die Studien Usiglio's[5] begründeten und später namentlich durch C. Ochsenius[6] näher auseinandergesetzten Anschauung über die auf Barrenwirkung beruhende, primäre Entstehung der Salzlager aus abgeschnürten Meeresbecken übereinzustimmen, eine Vorstellung, die bekanntlich auch mit der ärmlichen Zweischalerfauna der Werfener Schichten gut in Einklang zu bringen ist.

Aus dem Bosruckdurchschnitte geht ferner hervor, daß die Bedingungen zur Entstehung von Salinarbildungen sich im Laufe des Absatzes der Werfener Schichten wiederholt eingestellt haben müssen, da Anhydrit- und Gipslagen schon in den tieferen, plattigen, quarzitischen Sandsteinen als untergeordnete

---

[1] A. v. Miller, Der süddeutsche Salzbergbau. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb., Wien 1853, p. 25 ff.

[2] E. v. Mojsisovics, Bericht über die im Sommer 1868 durch die IV. Sektion der geologischen Reichsanstalt ausgeführten Untersuchungen der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, XIX. Bd., Wien, 1869, p. 151. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt, Zone 15, Kol. IX, Wien, 1905.

[3] F. Pošepny, Studien aus dem Salinargebiet Siebenbürgens. Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, XXI. Bd., Wien, 1871, p. 123.

[4] A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- und Hüttenm. Jahrb., Wien, 1892, p. 203. — Der Salzbergbau der Alpen am Ende des XIX. Jahrhunderts. Österr. Zeitsch. f. Berg- und Hüttenwesen, Wien 1898, p. 69. — Die Salzlagerstätten der Alpen. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steierm., Graz, 1901, p. 135.

[5] Ann. de chimie et de physique (3), XXVII, p. 172, Paris, 1849.

[6] Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, 1877. — Beiträge zu der Erklärung von Steinsalzlagern etc. Nova acta, Bd. XL, Nr. 4, Dresden, 1878. — Bedeutung des orographischen Elementes »Barre« in Hinsicht auf Bildung und Veränderungen von Lagerstätten und Gesteinen. Zeitschrift für praktische Geologie. Berlin, 1893, p. 189 ff. Vergl. hier u. a. auch: F. Toula, Das Salzgebirge und das Meer. Schriften des Vereines z. Verbreit. naturw. Kenntn., 31. Jahrg., Wien, 1891.

Einschaltungen auftreten, daß aber die mächtigeren Ablagerungen vom Calciumsulfat, namentlich aber das Haselgebirge, erst am Schlusse des Absatzes der Werfener Schichten erfolgte, so daß die dunklen, nach oben hin in reinen Kalk- und Dolomitmassen abklingenden Gutensteiner Schichten den Beginn einer neuen marinen Serie repräsentieren.

Im Laufe des Tunnelbaues zeigte es sich, daß die in größeren Felsmassen auftretenden Anhydrite, namentlich aber die aus einem Gemenge von Calciumsulfat mit Calcium- und Magnesiumcarbonat bestehenden Gesteine durch Zutritt von Wasser keine merkliche Volumsvermehrung erfahren. Einzelne Stücke dieser Felsarten, welche probeweise jahrelang im Wasser aufbewahrt wurden, zeigten sich endlich nur von einer dünnen weißen Gipsrinde überzogen, woraus geschlossen werden konnte, daß die Wasseraufnahme solcher Massen zunächst auf die Oberfläche beschränkt bleibt.

Dagegen erwiesen sich die im Haselgebirge der Nordseite verteilten Anhydrite als ein zu starken Blähungen führendes Agens, so daß in den betreffenden Strecken im druckhaften Haselgebirge auf strengen Wasserabschluß mittelst Zementverkleidung hingearbeitet werden mußte.

Das Auftreten von brennbaren Sumpfgasen der Methangruppe CH_4, welche sich allerdings meist nur in der Form rasch abbrennender Bläser beim Vortrieb des Richtstollens bemerkbar machten, wurde an verschiedenen Stellen des Haselgebirges beobachtet. So insbesondere bei Stollenmeter 702 von Nord aus einer scheckigen Breccie von Gips mit schwarzen Kalkbrocken, welche mit salzführendem Haselgebirge in Verbindung stand, bei Stollenmeter 985 von Nord aus Salzbänder einschließendem Haselgebirge mit Dolomitbrocken, ferner bei Stollenmeter 1000 von Süd in grauen und grünlichen, mit Anhydrit, Gips und Dolomitlagen unregelmäßig alternierenden Werfener Schichten, speziell aus dem Anhydrit, endlich bei Stollenmeter 1805 von Süd aus mit Dolomit abwechselndem, reichlich mit Arsenkies imprägniertem Anhydrit.

Diese wiederholten Vorkommen deuten ohne Zweifel auf den bekannten Konnex zwischen Salzbildung und der Entwicklung von leichten Kohlenwasserstoffen hin, welcher in manchen Petroleumdistrikten zum Ausdruck gelangt, im Schlier bei Wels und Hall in Oberösterreich [1] beobachtet und auch mehrfach schon in den triadischen Salztonmassen der Nordalpen (G. Koch, Naturgase, p. 116) wahrgenommen wurde.

Es ist wohl anzunehmen, daß auch die große, monatelang verfolgte Gasexhalation auf der Südseite des Tunnels bei 2470 *m*, durch welche am 22. Mai 1905 eine Schlagwetterkatastrophe herbeigeführt wurde, ihre Quelle in dem unterlagernden Haselgebirge hatte und durch das Aufsteigen der Gase in den dort auf eine lange Strecke hin anstehenden schwarzen Dolomit eingeleitet wurde, indem sich diese Gase in dem die Klüfte des Dolomits erfüllenden Grundwasser allmählich anreichern mußten.

Verbreitung des Haselgebirges obertags.

Die geringe Widerstandskraft der Gipsmergel und Salztone gegenüber den Einwirkungen der Atmosphärilien bringt es naturgemäß mit sich, daß Ausbisse dieser salinaren Bildungen in der Regel nur selten zu beobachten sind. Auf der Nordseite des Gebirges wurden anstehende Gipsmergel hauptsächlich in einem oberhalb des Nordportales gegen den Bosruck ansteigenden Graben nahe unter den nächsten Felswänden beobachtet.

Seit längerer Zeit bekannt sind die Haselgebirgs- und Gipsvorkommen unter der Frumaualpe und nächst der Quelle des Schreyenden Baches südöstlich über dem Pyhrnpaß, dann auf dem Abhange westlich unterhalb Reith am Moltersberg und in der Grünau bei Spital am Pyhrn. [2]

---

[1] G. A. Koch, Die Naturgase der Erde und die Tiefbohrungen im Schlier von Oberösterreich. Monatsblätter des Wissenschaftl. Klub in Wien. XIV, 1893, p. 101.

[2] C. Ehrlich, Geognost. Wanderungen im Gebiete der nordöstl. Alpen. Linz, 1854, pag. 109 bis 110.

Weitere Vorkommnisse an Gipsmergeln finden sich im obersten Grabenaste des Fallbaches nordöstlich unterhalb der Mausmayralpe, sowie auch nahe nördlich unter dem Ardningsattel.

Salzquellen im Gebiete von Spital am Pyhrn werden außer von C. Ehrlich noch durch G. Hauenschild[1] nächst der Frumaualpe, vom Bauer am Pyhrn (nächst dem Nordportal des Tunnels) angegeben. Mehrere »Wildsulzen« deuten nach dem Genannten auf weitere salzhältige Quellaustritte hin.

Nach J. Koch-Sternfeld (Die deutschen Salzwerke etc., p. 64 und 270) wurde vor alters am Gulch (Berg) über Spital am Pyhrn auch ein Salzwerk betrieben, das später vom Kloster Gleink übernommen worden sein soll.

Entsprechend der geringeren Entwicklung des Haselgebirges auf der Südseite des Bosruck finden sich hier auch nur an wenigen Stellen Aufschlüsse von Gipsmergeln.

Hieher zählt in erster Linie ein Haselgebirgsausbiß am Nordostfuß des Leichenberges bei Admont gegen den Eßlingbach, in dem sogenannten Sulzgraben (südwestlich gegenüber Ober-Hall), woselbst nach den Angaben von J. Koch-Sternfeld[2] wahrscheinlich die ersten Anfänge des uralten, bis in das IX. Jahrhundert zurückreichenden Salinenbetriebes von Hall bei Admont, sowie auch die Gründung dieser berühmten Abtei zurückzuführen sein dürften.

Nahe seiner Ausmündung in das Schuttfeld des Eßlingbaches zeigen sich in diesem unwegsamen Seitengraben gute Aufschlüsse der zu Lehm verwitterten tonigen Gipsmergel mit einzelnen Einschlüssen von orangerotem oder weißem Gips. Lagenweise führt der Tonmergel auch die im Tunnel beobachteten kugeligen Gerölle aus Anhydrit und Dolomit.

Im Kontakt mit dem Haselgebirge erscheint hier ferner ein grüner, schieferiger, auf seinen Klüften sehr reich mit Eisenoxydhydrat überzogener ockeriger Sandstein.

Da auch am jenseitigen Gehänge der Mühlau, und zwar in dem Graben nordöstlich über Ober-Hall sowie besonders mächtig am Südost- und Ostabhange des Dörfelsteins gegen Weng mehrfach Gipsmergel übertags aufgeschlossen sind, dürften die alten Haller Salzpfannen auch von dieser Seite her ihre Soole bezogen haben. Auch in der Gegend des Dörfelsteins treten die Gipsmergel zwischen der Rauchwackenbank der Werfener Schichten im Liegenden und dem auflagernden dunklen Stinkdolomit (Gutensteiner Dolomit) im Hangenden, somit in dem gleichen Niveau wie in dem Richtstollen des Tunnels auf. Sie liegen hier in der streichenden Fortsetzung des Sulzgrabens (Leichenberg), welch letzterer somit durchaus nicht einer verhältnismäßig tiefen Lage der Werfener Schichten angehören muß, wie man etwa aus der gegen Süden vorgeschobenen Position schließen könnte, sondern infolge mehrfacher Faltung des ganzen Systems einer südlich von den Quarziten des Pleschberges eingebetteten Synklinale der jüngeren Werfener Schichten entspricht.

Wohl das gewichtigste Moment, das für eine mehrfache Zusammenfaltung der Werfener Schichten im Süden des Bosruck spricht, bildet die mehrfache Wiederkehr der Rauchwackenlager innerhalb dieses Profiles, während sowohl die besprochenen Verhältnisse am Dörfelstein als insbesondere auch die Fortsetzung dieser Schichtreihe westlich von der Pyhrnstraße[3] tatsächlich nur ein solches Rauchwackenlager erkennen lassen.

In die weitere Umgebung des Bosruck würde auch eine durch v. Muchar (l. c, III, p. 102) erwähnte, vom Hochstift Salzburg um die Mitte des XII. Jahrhunderts dem Stifte Sekkau überlassene Quelle am

---

[1] G. Hauenschild, Die Salinarmulde von Windischgarsten. Verhandlungen d. Geolog. Reichsanstalt. Wien, 1871, p. 56.

[2] J. Koch-Sternfeld, Die teutschen, insbesondere die bayerischen und oesterreichischen Salzwerke, München 1836, p. 65 bis 67, 269, besonders 282. Vergl. hier auch A. v. Miller, Steiermärkische Bergbaue. Wien, 1859, p. 84, worin u. a. aus Haldenspuren und alten Stollen am Leichenberg auch auf bergmännischen Betrieb geschlossen wird. Ferner v. Muchar, Geschichte Steiermarks, Bd. I, p. 348, II, p. 118 und III, p. 102.

[3] Nach den geologischen Spezialaufnahmen von E. v. Mojsisovics.

»Hartberge« gehören, wenn diese Lokalität sich, wie A. Miller v. Hauenfels (Steiermärkische Bergbaue, p. 84) vermutet, auf den aus Werfener Schiefer aufgebauten Hartingberg westlich von Ardning bezöge.

Auch östlich von Ardning in dem ersten (westlich Frauenberg) am Fuße des Pleschberges herabkommenden Seitengraben wurde nahe oberhalb der Fahrstraße in dunkelgrünen Schiefern ein kleiner Haselgebirgseinschluß mit großen wasserhellen Gipskristallen nachgewiesen.

4. Gutensteiner Kalk und unterer Dolomit.

(Anisische und zum Teil (?) ladinische Stufe.)

Über den hangenden rötlichgrauen Oolithkalken und Mergeln der Werfener Schichten folgen hier schwarze oder dunkelgraue, meist dünnplattige Kalke und Dolomite, welche, wie schon von A. Bittner[1] erwiesen wurde, als Äquivalente der Gutensteiner Kalke oder der Reichenhaller Kalke anzusehen sind.

In diesen Schichten sammelte der Genannte östlich vom Paß Pyhrn, nördlich vom Wege, der aus der Paßhöhe zur Frumaualpe emporführt, dann östlich von Spital am Pyhrn am Ausgang des Grünaugrabens, endlich nahe unter der Griesweberalm auf der Südseite der Hallermauern eine ärmliche Fauna, bestehend aus sehr indifferenten gervillien- und modiolaähnlichen Formen, einer berippten *Myophoria*, die *M. costata* zum mindesten nahe steht, und winzigen naticaartigen Gastropoden, welche so ziemlich *Natica Stanensis* Pichl. entsprechen dürften. Diese nahen Beziehungen zu jener der Myophorienbänke aus den Werfener Schichten aufweisende Fauna charakterisiert die schwarzen mitunter auch Flusspat führenden Kalke der Spitaler Gegend als Reichenhaller Facies.

Außer an den genannten Stellen beobachtete ich noch auf der Südostseite des Karleck oberhalb der Bacheralpe schwarze, dünnschichtige, tonige Kalke mit *Natica* cf. *Stanensis* Pichl. sowie gelbgeflammte schwarze Flaserkalke, die dortselbst durch eine gering mächtige gelb gefärbte Rauchwackenbank von den oberen Werfener Schiefern getrennt werden.

Nicht überall bilden gerade Kalke die Liegendgesteine dieser dunklen Basalgebilde des Muschelkalks. Auf den Südabhängen des Bosruck gegen die Hulling- und Ziklersfeldalpe, ferner an der Pyhrnstraße bei der großen Kehre nördlich vom Pliembauer treten an Stelle der Kalke grauschwarze, dünnbankige Dolomite und schwarze, weißgeäderte Brecciendolomite, welche nach obenhin allmählich in einen lichtgrauen, brecciösen Dolomit übergehen.

Zusammen mit den tief schwarzen weißgeäderten Liegendkalken bildet dieser graue bröckelige Dolomit den Sockel der steil einschießenden Gipfelplatte des Bosruck und tritt demnach hauptsächlich entlang der Südseite dieses Felsmassives, angefangen von der Frumau- oder Fuchsalpe über den Kitzstein bis zum Ardningsattel auf.

Die dunkelgefärbten Basalgesteine der Riffkalkkrone steigen, der Lagerung des Massives entsprechend, von der Frumaualpe unter der Kante des Lahnerkogels zunächst hoch an bis nahe unter den Gipfel des Kitzsteines, wo die grünen Hänge der Werfener Schichten am höchsten emporragen. Dann senken sie sich jedoch ostwärts im Gebiete des Ardninggrabens wieder tief hinab, um oberhalb der Angeralpe unter dem am Fuß der Wände angehäuften Schutt zu verschwinden. Erst am Ardningsattel (Arlingsattel) tritt der Liegenddolomit des Riffkalks in einem schmalen, nordöstlich auf die Spitaler Seite hinüberstreichenden Zuge neuerlich zu Tage.

Das Emporsteigen der basalen und Liegendgebilde am Kitzstein hängt naturgemäß mit der Lagerung der ganzen Bosruckscholle zusammen, welche nicht nur im allgemeinen steil nach Nordnordwesten einschießt, sondern auch je weiter nach Osten ein immer tieferes Einsinken ihrer Kalkmassen erkennen läßt. Offenbar hängt dieses schon im äußeren Bilde des Gebirges, wie sich dasselbe zum Beispiel aus der

[1] A. Bittner, Über die weitere Verbreitung der Reichenhaller Kalke in den nordöstlichen Alpen. Verh. der geologischen Reichsanstalt, 1886, p. 445.

Gegend der Haltestelle Frauenberg im Ennstale zeigt, erkennbare Moment mit einer Anzahl von Querstörungen zusammen, an denen auch nach Osten hin ein staffelförmiges Absinken des Hauptkalkstockes erfolgte.

Der Liegenddolomit beteiligt sich auch an dem Aufbau des sekundären schmalen Kalk- und Dolomitzuges, der sich im Norden unter der eigentlichen Bosruckscholle von der Mausmayralpe über den Schreyenden Bach bis auf die steirische Seite des Pyhrnpasses hinzieht und wohl als die südwestlichste Fortsetzung der Hallermauern anzusehen ist.

In dieser schmalen Scholle treten über dem schwärzlichen Gutensteiner Dolomit zunächst dickbankige, helle, brecciöse Dolomite (Steinbruch an der steirisch-oberösterreichischen Grenze), sodann aber auch noch lichte, rötlich geäderte klotzige Kalke auf, deren Stellung unsicher bleibt. Ähnliche, weiße oder hellgraue, fein rot geäderte, massige Kalke kehren am Südabfall der Kalkalpen in der anisischen Stufe mehrfach wieder, zum Beispiel im großen Steinbruch zu Hirschwang bei Reichenau.

Im Tunnelprofil erscheinen an der Basis der Kalkmassen hart über dem roten Oolithkalk der oberen Werfener Schiefer schwarze graphitische dünnbankige Dolomite und Kalke, welche nach oben immer dickschichtiger werden und endlich ebenfalls in einen hellen, weißlichgrauen dolomitischen Kalk oder lichte Dolomite vom Aussehen des Wettersteinkalkes übergehen. Für jene lichten Gesteine wurde hier die Bezeichnung Unterer Dolomit gewählt, wodurch dem unsicheren Umfang dieser immerhin mächtigen Schichtfolge Rechnung getragen werden soll. Da nämlich das Niveau der Carditaschichten im Bosruckgebiete durch keinerlei Schiefer-, Mergel- oder Sandsteinbildung gekennzeichnet ist, so reichen diese hellen Dolomite und dolomitischen Kalke vielleicht stellenweise bis an die Carditaschichten empor, in welchem Falle sie dann allerdings als Ramsaudolomit angesprochen werden müßten.

5. Bunte knollige Hornsteinkalke.

(Anisische Stufe.)

Über dem schwarzen Gutensteiner Kalk und einer gering mächtigen Lage dunkler plattiger Dolomite erscheinen lokal auf der Südflanke des Kitzsteines hellgrün oder rot gefärbte, mitunter etwas knollig-flaserig ausgebildete, kieselige Hornsteinkalke in Form einer dünnschichtigen, nur wenige Meter mächtigen Zwischenlage zwischen den oben genannten dunklen dolomitischen Gesteinen im Liegenden und dem hellen weißgrauen Korallenriffkalk im Hangenden.

Das Vorkommen dieser lebhaft gefärbten kieselreichen Gesteine ist also ein beschränktes, so daß dort, wo dieselben fehlen, der sie unterteufende Dolomit nach oben hin anscheinend ganz allmählich in die lichten Gipfelkalke übergeht.

Dieselben bilden in den steilen Abstürzen schmale mit Rasen bewachsene Bänder, die sich von der Kammhöhe des Kitzsteines auf der Südflanke schräg nach Osten herabsenken. Anscheinend laufen mehrere solche Bänder durch den Abhang durch, doch kann es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß hier durch mehrfache steile Längsverwürfe ein staffelförmiges Absinken der Schichtreihe bewirkt wurde und daß somit die scheinbare Wiederholung dieser schmalen, nur wenige Meter mächtigen Zwischenlagen auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden muß.

Derselben Schichtgrupne scheinen auch die roten Flaserkalke und lichten rötlichen kieselreichen Kalke anzugehören, welche auf der über dem Roßboden gelegenen, unmittelbar am Abhang des Kitzsteins vorspringenden Rasenkuppe zwischen den Gräben des Metschütz- und des Ardningbaches anstehen. Aus einem rötlichgrauen spätigen Kalkstück sammelte ich hier auf dieser Rückfallskuppe

Spirigera trigonella,
Spiriferina fragilis,
» *Mentzeli,*
Waldheimia angusta,
Encrinus sp.,

woraus sich für die Südseite des Bosruck mit Sicherheit eine Vertretung des alpinen Muschelkalkes in der Facies roter Kalke (Schreyeralmkalk, Draxlehner Kalk des Inntales) ergibt.

Außer den namhaft gemachten, die Höhe jener Rasenkuppe einnehmenden roten Flaserkalken, welche in ihrem petrographischen Habitus allerdings sehr an gewisse Adnether Kalke oder an die am Nordrande der Kalkalpen entwickelten roten Tithonflaserkalke gemahnen, kommen am Südhang dieser Kuppe gegen den Roßboden noch helle, gelblich oder rötlichweiße, von Spatadern durchzogene und durch rote Äderchen gefärbte Kalke mit rauhen kieseligen Auswitterungen vor, die ebenfalls eine intermediäre Lage zwischen dem tiefer am Hang durchstreichenden Gutensteiner Dolomit und den korallenführenden Gipfelkalken des Bosruck einnehmen müssen.

Ganz analoge rote und rötliche, von roten Äderchen durchschwärmte Kalke bilden auch den Westfuß des Kleinen Bosruck gegen den nahen Ardning(Arling)sattel und entsprechen wieder, wie es scheint, jenen hellen, bunt geäderten, reinen Kalken, welche bei Hirschwang und in der Eng bei Reichenau im Liegenden der großen Kalkmassen des Gahns und Feuchter durchstreichen und zweifellos der anisischen Stufe angehören.

Unter den roten Flaserkalken der Rasenkuppe und den licht rötlichen Karrenkalken mit Kieselausscheidungen stehen noch in einer Entblößung dunkle Gutensteiner Dolomite an, erst tiefer gegen die Einsenkung des Roßbodens folgen die Werfener Schiefer, welche an dieser Stelle aber meist durch rote oder bunte Gosaumergel und Konglomerate[1] verhüllt werden.

Die erwähnten Fossilfunde schließen einen Vergleich dieser bunten Kieselkalke mit den von A. Bittner[2] aufgestellten, dem Niveau des Opponitzer Kalkes angehörigen, in der Hochthorgruppe lokal entwickelten Hüpflinger Kalken aus.

Dagegen treten am Südabfall des Dachsteingebirges gegen das Ennstal, so namentlich im Thorbachgraben oberhalb Ramsau und auf der Südseite des Stoderzinken, rote Kiesel- und Hornsteinkalke auf, welche eine ähnliche Grenzstellung zwischen dem unteren Dolomit und dem Korallenkalk einnehmen und sonach als Äquivalente der bunten Stufe im Südgehänge des Bosruck angesehen werden dürfen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß wir hier ein Äquivalent der bunten »Draxlehner Kalke« des Inntales vor uns haben, deren anisisches Alter durch W. Hammer paläontologisch sichergestellt wurde.

Die Verbreitung jener grünen und roten kieseligen Hornsteinkalke ist auf die Südabdachung des Kitzsteines beschränkt, wo sie in mehreren vom Kamme schräg nach Osten hinablaufenden schmalen Zügen konstatiert wurden. An anderen Stellen des Kontaktes der auflagernden Korallenkalke mit den liegenden dunkelgrauen Dolomiten konnte aber keine derartige kieselreiche, dünnschichtige, bunte Zwischenfolge wahrgenommen werden, so daß diese Ablagerung als eine lokale kieselige Entwicklung der anisischen Stufe aufgefaßt werden muß.

6. Obertriadischer Riffkalk, Hochgebirgskorallenkalk.

Im Hangenden der bunten Kieselkalke, oder wo diese fehlen unmittelbar über den lichtgrauen unteren Dolomit folgen undeutlich geschichtete Massen heller oder dunkler grau gefärbter Kalke, welche den Gipfelrücken des Bosruck zusammensetzen. Dieselben zeigen nicht selten Auswitterungen von Korallen, die wohl auf *Thecosmilia* E. H. *(Calamophyllia* Blain.) zurückgeführt werden dürfen, seltener auch Spuren von Diploporen. In den tieferen Partien dieser Kalke fand sich sowohl auf dem westlichen Vorgipfel des Kitzsteins als auch am Südabhang des letzteren gegen den Roßboden das für die salzburgischen

---

[1] Es ist bezeichnend, daß diese bunten Konglomerate zum großen Teil aus Geröllen jener lokal beschränkten roten Hornsteinkalke bestehen, wodurch die Abhängigkeit der Gosauschichten von dem unmittelbar benachbarten Untergrunde neuerdings in überzeugender Weise bewiesen wird.

[2] A. Bittner, Aus dem Ennstaler Kalkhochgebirge. Verh. der geologischen Reichsanstalt, 1886, p. 101.

Hochgebirgskorallenkalke, sowie für gewisse Vorkommen von Hallstätter Kalk charakteristische, aus zahllosen Brutexemplaren bestehende Halobiengestein, welches quer auf die Schalen an verwitterten Oberflächen ein eigentümlich streifiges Aussehen zeigt. Außer glatten Jugendexemplaren mit stark vorspringendem Wirbel fanden sich einzelne Fragmente einer sehr fein gerippten *Halobia* sp., deren konzentrische Wülste nach außen, also gegen den Schalenrand an Zahl zunehmen.

In den dunkelgrauen Kalken des Karleck zeigen sich, wie schon A. Bittner bemerkte, nicht selten Durchschnitte von Megalodonten. Blöcke voller Durchschnitte einer kleinen, an die Raibler Form erinnernden Megalodontiden finden sich in der gegen Norden abfallenden Schutthalde jenes Berges. Die Gliederung der Triasbildungen des Bosruck ist sohin eine verhältnismäßig einfache und schließt sich insbesondere mit Rücksicht darauf, daß hier im Gegensatz zu den benachbarten Hallermauern keine Spur von schieferigtonigen, mergeligen und sandigen Äquivalenten der Raibler- oder Carditaschichten vertreten ist, einzelnen Partien im Südabfalle der Hochschwabgruppe an, woselbst nach A. Bittner[1] in den großen Kalkmassen über den Werfener Schichten, von ganz lokalen Einlagerungen grüner kieseliger Gesteine abgesehen, keinerlei mergeliges Niveau entwickelt ist, welches es ermöglichen würde, eine Unterabteilung dieser Kalkmassen vorzunehmen oder einen Schluß auf ihr genaues Alter zu ziehen.

Da im Schichtkopf der benachbarten Hallermauern unter dem gebankten Dachsteinkalk des Pyrgas ähnlich wie im Dachsteingebirge unter dem geschichteten Dachsteinkalk noch mächtige schichtungslose Kalkmassen liegen, an deren Basis dann die Carditaschichten durchlaufen, liegt es nahe, die Gipfelkalke des Bosruck mit jener massigen Kalkstufe zu identifizieren und somit dem unteren Teil des Hauptdolomites gleichzustellen. Die in Korallenkalkfacies entwickelte Hauptdolomitstufe würde somit hier lokal unmittelbar auf bunten Kieselkalken vom Alter des Reiflinger Kalkes aufruhen.

Wie durch A. Bittner[2] gezeigt wurde, nehmen die Carditaschichten der Hallermauern von Osten nach Westen derart an Mächtigkeit ab, daß deren letzte Spuren im Westen in der Nähe der Hieselalpe am Südwesthang des Pyrgas nur in Form von rostgelben mergeligen Oolithkalken beobachtet werden können. Weiterhin verliert sich auch diese letzte Andeutung und wir sind am Südabhang des Bosruck außer stande, das Niveau der Carditaschichten zu erkennen, beziehungsweise festzustellen, ob dasselbe etwa unmittelbar über den roten kieseligen Kalken mit *Spirigera trigonella* folgt oder ob es innerhalb der darüber lagernden hellen Korallenkalke verläuft.

Um dieser Frage näherzutreten, ziehen wir ein anscheinend analog gebautes, ebenfalls dem inneren Kalkalpenrande gehöriges Gebiet, nämlich das der Schneealpe, Raxalpe und des Schneeberges, zum Vergleich heran.

Auch hier finden wir zwischen den vorwiegend dunkel gefärbten, dünnschichtigen Kalken und Dolomiten der anisischen Stufe und den lichte Korallen und Diploporen führenden, annähernd massigen Plateaukalken ein durchlaufendes, gering mächtiges Band von schwarzen, roten und grünen, tonigkieseligen, dünnbankigen und oft knolligen Kalken, das in den Wandabstürzen jener Plateauberge als eine deutliche, wenn auch schmale Terrasse verfolgt werden kann. Man trifft diese schon durch ihre auffallend bunte Färbung gekennzeichnete Schichtfolge unter anderem besonders gut aufgeschlossen auf dem sogenannten Reißthalersteig unter dem Wetterkogel der Raxalpe sowie auch im Aufstiege vom Baumgartnerhaus zum Schneeberge auf der zur Bahnlinie steil aufsteigenden Lehne.

Die besprochenen bunten Gesteine der Raxalpe und des Schneeberges, in denen allerdings bisher keine Fossilien nachgewiesen werden konnten, stimmen, wie A. Bittner[3] sagt, petrographisch und ihrer

---

[1] A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1890, p. 302.

[2] A. Bittner, Aus dem Ennsthaler Kalkhochgebirge. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1886, p. 97.

[3] A. Bittner. Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1890, p. 301.

Lagerung nach so genau mit den durch *Spiriferina gregaria* Suess charakterisierten Carditaschichten des Festlbeilstein (Hochschwabgebiet) überein, daß ihre Stellung in demselben Niveau nicht bezweifelt werden könne.

Schon früher hatte A. Bittner[1] diese Ansicht bezüglich der oberhalb des Baumgartnerhauses durchstreichenden grünen und rötlichen, mergeligen Gesteine mit einigem Vorbehalt ausgesprochen. Später schien die Entdeckung von petrographisch allerdings abweichend entwickelten Carditaschichten am Nordabfall des Kuhschneeberges jene Ansicht weiter zu stützen.

Es liegt daher nahe anzunehmen, daß das Niveau der Carditaschichten im Bosruckgebiet nicht weit über jenen roten und grünen Kieselkalken mit *Spirigera trigonella* verläuft und vielleicht in einer bisher übersehenen geringmächtigen Mergellage vertreten ist, welche den Carditaschichten vom Festlbeilstein entsprechen würde.

Wenn es also auch mangels an petrographischen und paläontologischen Anhaltspunkten unsicher bleibt, ob die Korallenkalke des Bosruckgipfels nur bis zu dem Niveau der Carditaschichten hinabreichen und somit als genaues Äquivalent des Hauptdolomites angesprochen werden dürfen oder ob dieselben noch tiefer hinabgreifen und etwa auch noch ladinische Horizonte in gleicher Ausbildung mit umfassen, so kann doch aus dem Vergleich mit den analogen Hochgebirgskorallenkalken im Salzburgischen und auf dem Hochschwab nicht daran gezweifelt werden, daß dieselben im wesentlichen als eine Vertretung des Hauptdolomites betrachtet werden dürfen, wie dies schon von A. Bittner[2] ausgesprochen wurde.

In den Tunnelaufschlüssen zeigten sich auf der Südseite hinter dem Werfener Schiefer zunächst schwarze dünnplattige Dolomite und Kalke (Gutensteiner Kalke und Dolomite), dieselben wurden gegen das Hangende immer dickschichtiger, endlich fast massig und gingen schließlich in einen Wechsel von hellen dolomitischen Kalken und Dolomiten über, welche wohl durchwegs noch dem unteren Dolomit zugerechnet werden müssen.

Diese Gesteine, welche noch von dem nördlichen Richtstollen aufgefahren wurden, wurden bei 1630 *m* (von Nord) durch einen roten Breccienkalk von den nun weiter im Hangenden folgenden, dem Hochgebirgskorallenkalk entsprechenden hellen Kalkmassen getrennt. Der Hochgebirgskorallenkalk tritt außer im Gipfelmassiv des Bosruck selbst noch auf dem östlich benachbarten Karleck zu Tage und bildet endlich, wie es scheint, auch den Nordabfall jener gegen den Pyhrn fortstreichenden, niederen Wandreihe, welche dem Bosruck auf der SpitalerSeite in halber Höhe, d. h. zwischen der Mausmayer- und der Frumaualpe, vorgelagert ist. In der benachbarten Pyrgasgruppe entspricht derselbe offenbar dem Südabsturz des Gebirges, während die Kante selbst und die Nordabdachung aus geschichtetem, hie und da noch von Resten roter Liaskalke bedecktem, steil nach Norden einfallendem Dachsteinkalk bestehen.

7. Gosauschichten.

Das Massiv des Bosruck wird entlang seinem nördlichen Abhang von einem zusammenhängenden, auf seiner Ost- und Südseite dagegen von einem in Denudationsreste aufgelösten Zuge von Gosauschichten begrenzt und sohin gewissermaßen von einem Mantel von Kreidebildungen oberflächlich umhüllt. Wie die durch das Tunnelprofil wesentlich ergänzten Aufschlüsse der Nordseite bei Spital erkennen lassen, lagern zunächst am Grundgebirge, das heißt an den Werfener Schichten und dem Haselgebirge, bunte grobe Breccien aus lichten Kalkbrocken und einem rotbraunen tonig-sandigen Zement.

Hie und da erreichen die eckigen Kalkeinschlüsse eine beträchtliche Größe, wie denn im Sohlstollen einzelne weiße Kalktrümmer und halbrunde Blöcke mit einem Durchmesser von einem Meter und darüber als Bestandteile dieser lokalen Breccienbildung aufgefahren worden sind. Nach oben gehen die Breccien in bunte, mit roten sandigen Mergeln und Schiefern wechselnde Konglomerate über, in denen die unmittelbar an das Nordportal anschließende Tunnelstrecke verläuft.

---

[1] A. Bittner, Hernstein. p. 122.

[2] A. Bittner, Verh. d. Geolog. Reichsanstalt, 1886, p. 243.

Unter dem Schreyenden Bach am Paß Pyhrn und in der unmittelbaren südlichen Umgebung von Spital sieht man über diesen buntgefärbten grobklastischen Basalbildungen dunkelgraue schieferige Mergel mit Kohlenschmitzen und dann graue plattige glimmerige Sandsteine als Hangendes folgen. In den Mergeln und Sandsteinen ist sowohl der tiefe zum Pyhrn ansteigende Graben als auch das Teichltal selbst eingeschnitten, aus dem sich unterhalb Spital der ganz aus Kreidesandstein bestehende Wuhrberg erhebt. Die in der Gegend des Nordportals oberhalb Spital nur wenig aufgeschlossenen grauen Mergel der Gosauschichten scheinen hier ziemlich fossilreich zu sein, da sich in dem Mergelschutt, in welchem der zum Tunnel führende Einschnitt angelegt wurde, außer Actaeonellen-, Nerineen-, Cerithien- und Echinidenresten auch verschiedene andere Gosaufossilien vorgefunden haben.

Wie an vielen Stellen der nordöstlichen Kalkalpen füllt hier somit die Gosau eine jener alten Talsenken aus, deren ursprüngliche Anlage durch tiefgreifende, die Werfener Schichten bloßlegende Längsstörungen bedingt wurde.

Auf der südlichen Abdachung des Bosruck erscheinen die Gosaubildungen in mehreren isolierten, aus bunten Kalkkonglomeraten mit rotbraunen schieferigen Mergeln bestehenden Lappen, teils über den Werfener Schiefern, teils schon den Gutensteiner Dolomit überlagernd, wobei dieselben in Breccien aus Dolomitbrocken übergehen. Solche Reste finden sich auf der Hullingalpe, am Roßboden, oberhalb der Zikelsfeldalpe, endlich in größerer Ausdehnung auf dem Ardningsattel, wo sie aus dem oberen Ardninggraben in das Gebiet des Fallbaches hinüberreichen und so eine Art Brücke zwischen der nördlichen Hauptverbreitung und den auf halber Höhe des Südabhanges an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Gutensteiner Dolomit klebenden Denudationsresten darstellen.

Sehr deutlich zeigen die letzteren die für transgressive Ablagerungen bezeichnenden Eigenschaften, indem die Gerölle ihrer Konglomerate gerade aus dem hier lokal und beschränkt auftretenden roten Kieselkalken stammen und indem die einzelnen Denudationsreste bald auf dem Werfener Schiefer aufsitzen, wobei rote Mergel vorhanden, bald an dem Gutensteiner Dolomit angelagert sind, wobei die Oberkreide mit Dolomitbreccien beginnt, bald endlich wie auf dem Ardningsattel knapp an den weißen Riffkalk reichen.

Die Gegend des Ardningsattels und seiner beiden Abdachungen bietet ein lehrreiches Bild des mantelförmigen Auftretens der Gosauschichten. Damit stimmen auch die durch den Tunnel gewonnenen Aufschlüsse überein, insofern als man vom Nordportale her aus der am Fuße des Gebirges anstehenden Gosau sehr bald in die untere Trias gelangte und als die Gosaureste auf der Südflanke des Berges unterfahren oder nur in einem rings vom Haselgebirge eingeschlossenen, noch über der Tunnelsohle ausspitzenden, schmalen Keil aufgefahren wurden, dessen Position vertikal unter dem Tagesaufschluß am Bosruckgehänge auf stark gestörte anormale Verhältnisse schließen läßt.

Hier mag noch ein größerer Schildkrötenrest erwähnt werden, welcher anläßlich des Bahnbaues in einem Steinbruch am Wuhrberg (Gosausandstein) aufgefunden und von der Baufirma Groß dem Museum der Geologischen Reichsanstalt übermittelt worden ist.

Es ist dies ein aus grauem Sandsteinmaterial bestehender Abguß des Inneren eines Rückenschildes, von dem noch einzelne chitinöse Partien am Steinkern haften geblieben sind. Die Dimensionen dieses Schildes waren etwa 30 *cm* und 18 *cm* in der Länge und Breite auf etwa 6 *cm* Wölbungshöhe. Der Abguß zeigt zu beiden Seiten einer medianen Furche sechs bis acht konvexe Felder, welche gegen den Seitenrand abfallen. Die Hinterseite ist halbtrompetenförmig verlängert. Leider gestattet der Erhaltungszustand dieses fossilen Restes aus der Oberkreide keine systematische Bestimmung.

8. Glacialschotter und Moränen.

Die Glacialschotter des oberen Ennstales treten, wie zuerst durch A. v. Böhm[1] hervorgehoben wurde, nicht in der für die unteren Partien dieses Flußlaufes so bezeichnenden Form scharf abgesetzter Terrassen auf, sondern bilden zumeist nur die sanft geböschten Ausläufer und Vorlagen am Fuße der Steilhänge anstehenden Gesteines. Sie verschmelzen infolgedessen vielfach mit den heute noch von den Seitengräben aufgeschütteten Murkegeln und zeigen sich sohin seltener als plattenförmige Decken einzelner Terrainstufen wie als Schotterausfüllungen der in das Haupttal mündenden Gräben. Solche Schottermassen erfüllen zum Beispiel den bei Liezen in das Ennstal mündenden Pyhrnbachgraben, wo sie A. v. Böhm beim Stadlerbauer (l. c., p. 500) nachwies, bilden die gegen das sumpfige Haupttal vorgeschobenen, sanft geneigten Gelände am Fuße des Salberges und Hartingberges zwischen Liezen und Selzthal, den niederen Stufenrand am Ostfuße des Pleschberges gegen den Eßlingbach in der Mühlau, endlich, wie es scheint, auch eine aus einem Wechsel von Sand und Schotter bestehende Terrasse am rechten Abhang des Fallbaches südöstlich von Spital a. P., worauf unter anderen auch das Gehöft Kerner gelegen ist.

Grundmoränenreste nehmen in der Umgebung des Bosruck verhältnismäßig weite Räume ein und scheinen in verschiedenen Höhenlagen verteilt zu sein, was wohl auf ein abweichendes Alter derselben schließen läßt. So lassen sich rings um das Massiv in relativ niederer Position Grundmoränenreste nachweisen, deren Zusammensetzung aus vielfach ortsfremden Elementen sie als Zeugen der älteren großen Vereisungen des Enns- und Steyrgebietes erkennen lassen. Nach A. Penck[2] gehören die das Becken von Windischgarsten erfüllenden, weiter unterhalb durch Stirnmoränenwälle von dem talab folgenden Niederterrassenschotter getrennten Grundmoränenreste der Würm-Eiszeit an.

Die im Windischgarstner Tale durch A. v. Böhm[3] und A. Bittner[4] nachgewiesenen erratischen Bildungen mit zahlreichen kristallinischen Geschieben finden ihre Erklärung in der von dem ersteren angenommenen Überflutung des Pyhrnpasses (945 *m*) durch den Ennsgletscher, dessen Eismassen in einer Mächtigkeit von 200 *m* über den Paß aus dem Ennstale in das Steyrgebiet abflossen (l. c., p. 457 und 504). Derartige Moränenreste wurden von mir in den beim Pflegerbauer in den Pyhrnbach mündenden Seitengraben, dann auf der oben erwähnten Glacialschotterstufe südlich von Grünau bei Spital, auf dem niederen Sattel zwischen Frauenberg und dem Eßlingbach nächst Admont, endlich auf den flachen Gehängstufen nächst Ardning zu beiden Seiten des gleichnamigen Baches sowie an der Mündung des Metschützbaches beobachtet. Bemerkenswert ist, daß der in den plattigen quarzitischen Sandsteinen der Werfener Schichten angeschlagene südliche Richtstollen des Tunnels zirka zwischen Stollenmeter 288 und 300 eine aus oft kürbisgroßen, halbgerundeten und polierten Geschieben mit lehmigem Bindemittel bestehende Partie von Grundmoräne durchbrach, welche als eine bis unter die Tunnelsohle hinabreichende und die Tunnelachse schräg durchschneidende Ausfüllung eines alten Tallaufes anzusehen ist.

Während die erwähnten, relativ niedrig gelegenen Moränenreste auf die älteren ausgedehnten Vereisungen hinzuweisen und vielleicht hauptsächlich Spuren der Würm-Eiszeit darzustellen scheinen, müssen eine Anzahl in größerer Höhenlage, gewissermaßen auf den Schultern dieses Gebirges ausgebreiteter, ausschließlich aus lokalem Material bestehender Moränenablagerung als Zeugen der letzten Rückzugsstadien oder als Jungmoränen aufgefaßt werden. Hieher rechne ich die ausgebreiteten und mächtigen Moränendecken auf der Südseite des Bosruck in den oberen Verzweigungen des Ardningbaches, nämlich zwischen der Zickelsfeldalpe und Weiteckalpe, ferner die Moränenwälle auf dem Pyrgasgatterl (1348 *m*) und den Abhängen desselben gegen Mühlau sowie in dem großen Alpenkessel zwischen dem Pyrgas, Bosruck und

---

[1] A. v. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. der geologischen Reichsanstalt. 35. Bd., Wien 1885, p. 500.

[2] A. Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. Übersichtskarte zu p. 204.

[3] A. v. Böhm, l. c., p. 462.

[4] A. Bittner, Verh. der geologischen Reichsanstalt. 1886, p. 244.

Karleck, endlich, wie es den Anschein hat, auch eine größere Anhäufung von Riffkalkblöcken auf dem mit 1195 *m* kotierten, nordöstlich vorgeschobenen Ausläufer des Pleschberges. Es sind dies ohne Zweifel Überreste des Glacialschuttes jüngerer Lokalgletscher, welche in die einzelnen Hohlformen dieses Gebirges eingelagert waren, aber nicht mehr bis zur Talsohle hinabgereicht haben.

Die Aufschlüsse im Tunnelprofil.

In diesem Abschnitt sollen die durch den Bosrucktunnel geschaffenen Aufschlüsse fortlaufend beschrieben und die wesentlichen Änderungen im Schichtenbau und der Gesteinsbeschaffenheit namhaft gemacht werden. Mit Rücksicht darauf, daß die Aufschlüsse hier mit den Verhältnissen obertags verglichen und daraus Anhaltspunkte für die stratigraphische und tektonische Gliederung dieses Gebirgsstockes gewonnen werden sollen, wurde von vorneherein auf eine detaillierte Aufzählung der einzelnen durchfahrenen Bänke verzichtet und jene Einzelnheiten nur insoferne hervorgehoben, als dieselben bei der Gliederung in bestimmte Komplexe von Bedeutung waren.

Da die von Nordnordwest nach Südsüdost verlaufende Richtung der Tunnelachse das Hauptstreichen der Schichten ziemlich rechtwinkelig schneidet, ergeben die nachstehend zusammengefaßten Beobachtungen im allgemeinen ein normales Profil, das nur dort, wo im Streichen eine lokale Abweichung erfolgt, durch Verzerrung gestört wird.

Es muß hier ausdrücklich hervorgehoben werden, daß die angeführten Beobachtungen nur zum geringen Teil durch den Verfasser selbst anläßlich wiederholter kurzer Besichtigungen angestellt werden konnten, zum weitaus größeren Teile jedoch durch die Herren Ingenieure der staatlichen Bauaufsicht während des regelmäßigen Vortriebes der Richtstollen und des Vollausbruches registriert worden sind. Der Verfasser fühlt sich diesbezüglich besonders den Herren Bauoberkommissären K. Mayer und L. Seidl für die fortdauernde Beobachtung der Aufschließungen, für die Anlegung einer Sammlung von Gesteinsproben sowie für die Einsendung von Berichten und Handstücken zu Dank verpflichtet.

Namentlich die an der k. k. Geologischen Reichsanstalt verwahrte Sammlung solcher Handstücke und größerer Gesteinsproben bildete einen sicheren Anhaltspunkt bei der Beschreibung der hier namhaft zu machenden Schichtfolge.

Diese Bemerkungen gelten daher auch für die schematische Darstellung des zum Zwecke einer besseren Übersicht im Maße 1 : 2000 angelegten, auf Taf. II verkleinert reproduzierten Längsschnittes.

Schon aus jener Übersicht sowie aus dem Durchschnitt durch das Bosruckmassiv (Taf. I) ergibt sich die Gliederung des ganzen Profiles in einige Hauptabschnitte.

Mit Rücksicht auf den, im ganzen genommen, synklinalen Aufbau des Bosruck unterscheiden wir sonach den aus Kalk und Dolomitmassen bestehenden Muldenkern, welcher den Hauptrücken des Berges bildet, ferner die jenen Kern im Norden und im Süden unterteufenden Werfener Schichten samt den ihnen untergeordneten Einschlüssen von Haselgebirge, endlich eine dem Bosruck nördlich vorgelagerte, steil gefaltete Partie von Gosauschichten. Daraus ergeben sich nachstehende Abteilungen des Tunnelprofiles.

α) Die Nordseite.

I. Die Gosauschichten der Nordseite.

Der dem nördlichen Tunnelportale vorangehende kurze Einschnitt legte aus Fragmenten von Gosauschichten bestehenden Gehängschutt bloß, in welchem auch noch Material der fossilführenden grauen Hangendmergel vertreten war.

Vom Portale bis Stollenmeter[1] 197 durchörtert der Tunnel steil aufgerichtete, meist südlich, seltener auch nördlich einfallende, aus einem Wechsel von groben, bunten Breccien oder Konglomeraten mit rotbraunen oder grauen, sandigen oder glimmerigen Mergelschiefern aufgebaute Gosauschichten.

Die vorwiegend im äußeren hangenden Teile dieser Strecke auftretenden Konglomerate umschließen bis faustgroße, in einem ziegelroten Zement eingebackene Gerölle von weißen Triaskalken, rötlichen Trias- oder Jurakalken und grau gefärbten Mergelknollen. Weiter innen, also gegen das Liegende, so namentlich zwischen 135 und 140, beobachtete man eine aus oft kubikmetergroßen, eckigen, weißen Dolomittrümmern bestehende, von Kluftflächen durchrissene Riesenbreccie, welche durch ihre offenbar von demselben Abhange stammenden Elemente den lokalen Charakter dieser Bildung klar demonstriert. Die mit jener Breccie wechsellagernden roten Mergelschiefer zeigen sich zumeist stark zerknittert und gequetscht. Gegen das Liegende treten diese bunten Schieferlagen zurück und es herrscht die grobe Breccie vor. Spärlich wasserführende Klüfte wurden bei 92 und 125 aufgefahren. Bei 190 stellten sich unter 60° nach Süden fallende, von Rutschflächen durchschwärmte rotbraune Mergel ein, welche bei 197 *m* mittelst einer 70° nach Süden einschießenden Kluft scharf an einem weißgrauen, brecciösen bröckeligen Triasdolomit abschneiden.

II. Faltenrest von Triasdolomit.

Trotz seiner geringen Mächtigkeit von nur 7 *m* mag dieser Dolomitzug als ein wichtiger Abschnitt des Tunnelprofiles besonders ausgeschieden werden, da derselbe als das Hangende des nun folgenden Haselgebirges aufgefaßt werden kann und sonach eine besondere Falte repräsentiert, die, wie aus obertägigen Aufschlüssen am Moltersberg hervorgeht, das eigentliche Südwestende der Pyrgas-Scholle darstellen dürfte. An ihn lagerte sich die Gosau mit ihren Basalbreccien an. In dem von Harnischen durchzogenen hellen Dolomit war ein ziemlich starker Wasserandrang zu bemerken, was auch auf eine weitere Erstreckung dieses vom Tunnel gerade noch geschnittenen Faltenrestes deutet.

III. Die Werfener Schiefer und das Haselgebirge der Nordseite.

Der eben besprochene Dolomitkeil wird auch im Süden durch eine annähernd seiger stehende Verwerfung abgeschnitten. Es folgt nun von 204 bis 285 gipsführendes Haselgebirge, wobei unmittelbar angrenzend an den Dolomit eine Lage von weißem Gips beobachtet wurde.

In dem anschließenden grüngrauen, sandigtonigen, bröckeligen Haselgebirge treten zahlreiche Linsen und Knauern von Gips auf, welche häufig untergeordnete eckige Einsprengungen von schwarzem Kalk zeigen.

Bei 220 ist das Haselgebirge druckhaft und zeigt sich von seigeren, blätterigen Schiefertonen unterbrochen, bei 240 wird es wieder fest und massig, während gegen 280 neuerdings druckhafte Partien des hier grau gefärbten tonreichen Haselgebirges konstatiert wurden. Zeigten sich von 240 bis 280 unregelmäßige Gipsmassen im Haselgebirge eingeschlossen, so wurde bei 260 eine Lage von rein weißem, Ostnordost bis Westsüdwest streichendem und unter 80° nach Süd fallendem Gips durchfahren. Rötlicher Gips verquerte bei 283, seiger Ostwest streichend, den Richtstollen.

Von 285 bis 524 herrschen dunkelgraue, tonige Mergel oder mergelige Schiefertone von zahllosen, glänzend schwarzen Ruscheln durchschwärmt, welche dieses gesamte tonige Material in kleine linsenförmige, scharfrandige Scherben zerlegen.

Die petrographische Ausbildung dieser dunkelgrauen, tonigen Mergel erinnert sehr an gewisse Gesteinstypen der Zlambachschichten des Salzkammergutes, woselbst andrerseits mehrfach wohl ähnliche,

---

[1] Kürzehalber erfolgen im nachstehenden die Positionsbestimmungen lediglich in Zahlen, welche die Entfernung vom Nordportal, beziehungsweise vom Südportal des Tunnels entlang der Sohle, in Metern gemessen, angeben.

fossilleere Mergel, welche ebenfalls mit dem Salzgebirge in unmittelbarem Kontakt stehen, als Zlambachschichten aufgefaßt worden sind.

Die von tiefschwarzen, lebhaft glänzenden Harnischen zerspaltenen Gesteine streichen zunächst Nordost bis Südwest und fallen unter 60° nach Südost.

Bei 290 fallen rötlichgraue, tonige Mergelschiefer nur mehr unter 30 bis 40° nach Südost und das Einfallen wird von da an immer flacher. Es stellen sich auch graue oder rötlichgraue, zum Teil plattige Schiefer ein, die durch ihren hohen Gehalt an feinen Glimmerschüppchen förmliche Übergänge in typischen Werfener Schiefer darstellen. Solche glimmerige Schiefer fallen bei 310 unter 10° nach Südsüdost ein.

Bei 320 treten wieder die grauen, tonigen Ruschelschiefer auf, hier mit schwachen Gipslassen ganz flach gelagert. Von 340 bis 360 durchörterte man annähernd horizontal gelagerte Werfener Schiefer, welche bei 380 wieder eine schwache Neigung unter 10 bis 15° nach Südost erkennen lassen. Anscheinend darüber folgen abermals die grauen mergeligen, von zahllosen, spiegelnden, tiefschwarzen Gleitflächen zerlegten Schiefertone in überaus flacher Lagerung. Bei 418 wurde eine spärliche Quelle beobachtet.

Nach 482 beginnen sich darin Gipslinsen und Schnüre einzustellen, zugleich beginnt wieder stärkere Neigung nach Südost und bei 515 erscheinen die von weißen und rosafarbenen Gipslassen durchflochtenen Ruschelschiefer bereits steil aufgerichtet.

Bei 524 bis 532 sind wir am Ende jener dunklen Schiefertone. Entlang einer schiefen, von Nordwest nach Südost streichenden Grenze stellt sich hier eine 40 bis 80 *cm* starke Platte von schwarzem dolomitischen Kalk ein, der den Übergang zu Haselgebirge vermittelt. An der Grenze zwischen diesem schwarzen Kalk und dem nun folgenden Haselgebirge stellt sich bei 528 eine Gipsrinde ein.

Das Haselgebirge bildet hier wieder eine grünlich-graue, sandig-tonige, konglomeratische oder brecciöse, im ganzen höchst undeutlich geschichtete, und zwar zunächst nach Südost einfallende Masse, in der sich bei 545 Stücke von rotem oder grünem Werfener Schiefer, dann aber auch einzelne Gipsgeoden von bis zu 3 m^3 Volumen einstellen.

Bei 551 und 570 zeigten sich im Haselgebirge dünne Lassen von kristallinischem Steinsalz, angrenzend daran von 576 bis 581 eine seigere Lage von braunen und violetten Mergeln mit wasserhellen Gipskristallen. Bei 583 werden hell rötlich-graue Tonmergel angegeben. Bei 587 zeigte sich im Haselgebirge ein Einschluß von schwarzem Kalk, an den sich von 587 bis 590 unmittelbar Gips anschließt, eine Reihenfolge, welche sehr oft wiederkehrt.

Von 597 bis 600 bricht der Gips grobkristallinisch in hellgrauen Platten.

Bei 615 neigt das trockene Haselgebirge 44° Südost; von 643 liegen bis faustgroße, kugelige Gerölle von dunkelgrünem Quarzit aus dem Haselgebirge vor. Die sich dann bei 652 einstellenden grauen, mergeligen Schiefertone stehen aber mit 85° Südfallen wieder annähernd seiger.

Während von 654 bis 670 im Haselgebirge nur Gipseinschlüsse beobachtet wurden, werden von 671 eingeschlossene Trümmer von schwarzem Kalk notiert.

Die folgende Strecke im Haselgebirge, das sich wieder als eine grüngraue, grobe, brecciöse Masse mit dunklen Brocken und Geröllen darstellt, zeigt infolge der häufigen Einstreuung von hier zumeist rot gefärbtem, in Linsen, Adern, Nestern und förmlichen Klumpen auftretendem Gips ein buntes Bild. Von 695 liegt auch grauer und rötlicher Anhydrit vor.

Von 686 bis 720 wurden abermals Bänder und Adern von Steinsalz beobachtet und bei 702 vorübergehend der Austritt brennbarer Gase aus einem brecciösen, von weißem Gips und schwarzem Dolomit gebildeten Einschluß des Haselgebirges konstatiert.

Bei 723 ist das Haselgebirge undeutlich geschichtet und scheint unter 40° nach Norden zu fallen. Überhaupt stellt sich weiterhin Nordfallen ein, wodurch diese Zone von Haselgebirge anscheinend einen synklinalen Bau annimmt.

Grobe Platten und Klumpen von Gips durchirren das Haselgebirge und werden namentlich von 765 bis 803 angeführt, wo Nordfallen beobachtet wurde.

Wieder ist es bei 787 bis 790 eine Platte von schwarzem, weißädrigem Kalk, die hier das Haselgebirge begrenzt gegen eine mächtige, von 790 bis 817 reichende Bank von derbem, festem, grauem Anhydrit, welcher unter 15° nach Norden geneigt ist.

Von da an bis 902 folgt noch einmal Haselgebirge mit Gipsnestern und -adern, vielfach verworfen und hin und her gewunden.

Bei 902 stellt sich abermals als Grenzbildung eine Platte schwarzen Kalkes ein, hinter welcher bei 903 violette und grüne, dickschichtige Werfener Schiefer, dann aber ein grünlicher, körniger Quarzsandstein mit Glimmerschüppchen und Quarzadern erscheinen. Bei 907 wurde der Austritt von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser bemerkt und bald darauf zwischen 907 und 912 eine offene Spalte aufgefahren. Dieselbe erwies sich zum Teil erfüllt von einem wässerigen, schlammigen Sand, aus welchem Gipskriställchen, große, prachtvolle Kristalle von Doppelspat, Stückchen von buntem Werfener Schiefer und außerdem noch Blättchen von Eisenglanz gesammelt werden konnten, während bei 912 auf den grünen Schiefern Drusen von wasserhellem Bergkristall beobachtet wurden.

Die nun folgenden, vielfach verworfenen, von Dolomitbänken und Anhydritbändern durchzogenen Werfener Schichten fallen im allgemeinen zunächst nach Norden; es sind teils lichtgrünliche Quarzite, teils violette, dickschichtige Schiefer mit weißen Quarzadern. Bei 970 bilden sie einen Sattel und fallen dann südlich, bald jedoch nach einer kurzen Synklinale wieder nach Norden.

Bei 980 liegt anscheinend unter dem Schiefer eine 50° nach Norden fallende Platte von bituminösem schwarzem Kalk bis 985 und dann Haselgebirge mit Gips und Steinsalzlassen.

Auch hier bei 985 erfolgte in der Nähe des Salzes der Austritt von rasch abbrennenden, leichten Kohlenwasserstoffgasen, welche zirka drei Monate lang beobachtet werden konnten, aus einem Minenlochreste ausströmend.

In der nun folgenden Strecke bis zur großen Kalkmasse des Bosruck, die bei 1165 erreicht wurde, herrscht eine sehr unregelmäßige Verteilung der Salinarbildungen. Es stellen sich große Massen von Anhydrit als vorherrschendes Gestein ein, zwischen dem einzelne unregelmäßige Partien von Haselgebirge mit Gerölleinschlüssen, Gips, schwarzem Kalk und zum Teil auch einzelnen Lagen von rotem Werfener Schiefer oder von dunklem, mergeligem Schieferton sich einschalten. In diesem flacher oder steiler nördlich einfallenden Schichtgemenge reiht sich, speziell von 1000 angefangen, zunächst rötlicher oder grauer, feinkörniger, kantendurchscheinender Anhydrit mit Gipsbändern an und reicht, von untergeordneten Einschlüssen von Haselgebirgsmassen und Werfener Schiefer (letztere bei 991, 1018, 1080, wohl in Gestalt aufgepreßter Trümmer) abgesehen, bis gegen 1098, wo wieder das Haselgebirge herrschend wird.

In dem letzteren erscheinen dann allerdings wieder Lagen von Anhydrit, Gips und schwarzem Kalk, dann eine unregelmäßig auftauchende Masse von Werfener Schiefer 1120 bis 1150, die selbst wieder eine Anhydritplatte einschließt; auch geht diese von 1098 bis 1165 reichende Partie von Haselgebirge zwischen 1150 und 1160 in dunklen Schieferton mit spiegelnden Harnischen über. Bis 1100 herrscht Nordfallen, von 1150 an aber steiles Südfallen.

Über dem von Ruscheln durchzogenen Schieferton folgt noch von 1160 bis 1165 grauer Haselgebirgsletten, der hier unmittelbar an der steil südlich einschießenden Bruchfläche angrenzt, womit das Kalkmassiv des Bosruck nördlich abschneidet.

IV. Die Kalke und Dolomite der Bosruck-Synklinale.

Hinter der steil niedersetzenden, nach oben hin zur schmalen Terrasse der Mausmayeralpe aufsteigenden Verwerfungsfläche erscheint annähernd massiger, hellgrauer, von weißem Spat durchsetzter, klüftiger Kalk. Derselbe entspricht dem Gipfelgestein des Berges und muß mit dem Hochgebirgskorallenkalk oder obertriadischen Riffkalk identifiziert werden. Bei 1165 beginnend, reicht derselbe in

ziemlich gleichmäßiger Beschaffenheit und nur selten durch dunkler gefärbte Partien unterbrochen, wie bei 1296, wo eine nördlich fallende Bank von schwarzem Kalk durchörtert, und bei 1450, wo nochmals eine schwarze Kalklage angetroffen wurde, bis 1630, also ungefähr auf eine Strecke von 500 *m*.

Das feinkörnige bis dichte, seltener muschlig, meist splitterig brechende Gestein ist hellgrau bis weißlich, mitunter etwas rot geädert. In dem vorliegenden Material fanden sich nur undeutliche Spuren von Korallen und Crinoiden.

Alle Proben zeigen, mit verdünnter Salzsäure behandelt, eine lebhafte Reaktion, nur von 1620 scheint eine dolomitische Varietät vorzuliegen.

Diese Kalke werden von zahlreichen Klüften meist steil durchsetzt, an prächtigen Harnischen lösen sich steile Platten ab und an diesen zahlreichen Stellen erfolgten mehr oder minder ergiebige Wasseraustritte, letzteres besonders bei 1428 und 1449. Zwischen 1188 und 1203, somit nahe der Grenze des Kalkes gegen das undurchlässige Haselgebirge wurden zum Teil mit rotem Schlamm gefüllte, wasserführende Höhlen oder Schlote angefahren.

Von 1380 an wird das Gestein kurzklüftiger und es begann sich bei dem Vortriebe immer mehr Wasser einzustellen, erst in Form von Tropfregen, dann in einzelnen, an Klüften entlang eines Harnisches ausbrechenden Quellen.

Solche Klüfte durchziehen das Gestein nach allen Richtungen und streichen sowohl von Osten nach Westen, wie auch von Norden nach Süden. Die ergiebigsten Spaltquellen wurden bei 1428, 1449, 1487, 1503, 1504, 1521 in einem klüftigen, an Harnischen reichen, schichtungslosen Kalk mit einzelnen Nestern scheckiger Breccien aus dunklen Brocken in einem weißen Kalkspatzement angefahren. Zumeist erfolgte der Wasserandrang von Westen her, und zwar viel häufiger in den kalkigen Bänken als in den kurzklüftigen dolomitischen Gesteinen.

Feste, graue Kalke mit zahlreichen und mächtigen Calcitadern herrschen von 1540 bis 1600, dann folgen mit Salzsäure nur wenig aufbrausende, etwas dünklere, dolomitische Kalke, in denen bei 1620 eine verworfene Partie beobachtet wurde.

Ein merklicher Gesteinswechsel zeigt sich aber erst bei 1630, wo ein rötlich- oder bräunlich-grauer, sehr feinkörniger oder dichter, muschlig brechender, an manche Hallstätter Kalke erinnernder Kalk in Verbindung mit einem bunten Breccienkalk ansteht. Letzterer zeigt eine dichte, rote Grundmasse, worin unregelmäßige Brocken eines in der Struktur ähnlichen, aber grauen Kalkes eingebacken zu sein scheinen. Ähnliche Breccienkalke treten am Südabfall des Dachsteins zwischen dem Wettersteindolomit von Gröbming und dem Korallenkalk auf. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß diese mit dichten, an Hallstätter-Kalke gemahnenden rötlichen Kalken in Verbindung stehenden brecciösen, bunten Gesteine eine Vertretung der Raibler-Schichten oder Cardita-Schichten repräsentieren.

Unterhalb der roten Breccienkalklage bei 1630 lagern stark zertrümmerte und von Spatadern reichlich durchsetzte, dunkelgraue, dolomitische Kalke, welche auf kalte Säure kaum reagieren. Da aber von 1732 und 1770 schwärzliche, lebhaft brausende Kalke vorliegen, so scheint eine Wechsellagerung stattzufinden.

Bei 1794 beobachtete man in einem größeren Abstande zwei fingerdicke Lagen eines kieseligen, lehmig verwitternden, graugrünen Schiefermateriales, das hier wohl nur an Verwurfsflächen erscheint und sohin nicht als eine stratigraphisch bedeutsame, schiefrige Zwischenlage angesehen werden kann.

Die nun weiter im Liegenden folgenden, meist unter 40 bis 50° nach Norden einfallenden und von zahlreichen Klüften durchsetzten grauen dolomitischen Kalke und Dolomite wechseln vielfach miteinander ab und nehmen nach unten zu immer dunklere Farbentöne an.

Bei 1812 ist ein lichter, dunkel gesprenkelter Brecciendolomit aufgefahren worden, welcher in seiner petrographischen Beschaffenheit mit dem bei 200 verquerten Dolomit annähernd übereinstimmt.

Bis hieher zeigt sich die Gesteinsfolge nur undeutlich geschichtet, weiterhin wird die Plattung immer ausgesprochener und dünnbankiger. Etwa von 1880 an herrschen tiefschwarze, weiß geäderte, dünnplattige dolomitische Kalke vom Aussehen des Gutensteiner Kalks. Sie zeigen auf den Rutschflächen

abfärbende graphitische Belege und fallen wechselnd steil, 30 bis 50°, nach Norden ein. Im ganzen einen ähnlichen Typus bewahrend und daher wohl kaum weiter zu gliedern, reichen diese auf verdünnte Salzsäure kaum reagierenden, durch graphitische Substanzen schwarz gefärbten Dolomite und dolomitischen Kalke bis 2291·8, wo am 22. November 1905 der Durchschlag erfolgte (2470 *m* vom Südportal entfernt). In diesem klüftigen, unregelmäßig verworfenen und spaltenreichen, meist dünnplattig brechenden Gutensteiner Dolomit zeigte sich entlang längerer Strecken ein spärlicher Wasserandrang in Form von Tropfregen, an einzelnen Punkten aber, wo größere Spalten das Gebirge durchsetzen, auch stärkere Wasseraustritte, wie bei 2105, 2170 und 2269.

Bei 2223 und 2247 konnten kurze Zeit hindurch auch Ausströmungen von brennbaren Kohlenwasserstoffen beobachtet werden. Da dieselben hier mitten im Gutensteiner-Dolomit (etwa 45 *m* von jener Stelle des Südstollens, wo monatelang Gasaustritte erfolgten) zu Tage traten, konnte man sich die Frage vorlegen, ob diese Kohlenwasserstoffe nicht aus den umgebenden, ursprünglich wohl bituminösen, heute allerdings völlig entgasten graphitischen Gutensteiner Dolomiten stammten.

Da jedoch an verschiedenen anderen Stellen des Tunnels der Austritt brennbarer Kohlenwasserstoffgase an das Haselgebirge und speziell an salzführende Partien des Haselgebirges gebunden war und da mit Bestimmtheit anzunehmen ist, daß auch diese schwarzen Dolomite vom Haselgebirge unterlagert werden, so muß wohl das letztere als ursprünglicher Gasherd betrachtet werden, während die klüftigen, unter Wasser stehenden schwarzen Dolomite die Rolle eines Gasometers innegehabt haben dürften, womit auch deren rasche und völlige Entleerung gut in Einklang zu bringen ist.

Knapp vor der Durchschlagstelle zeigten sich in dem stark gestörten, schwarzen Dolomit zahlreiche rötliche Lehmzwischenlagen, welche wohl als Abdämmung der bei 2469·7 (von Süden) plötzlich eingebrochenen Wassermassen gewirkt haben mochten.

Entlang einer längeren Strecke, nämlich von den roten Breccienkalken bei 1630 (von Norden) an bis zur Durchschlagsstelle bei 2291·8, zeigte sich also eine ziemlich gleichmäßige Entwicklung dunkler, dolomitischer Kalke und schwarzer Dolomite, innerhalb deren weitere Unterscheidungen nicht vorgenommen werden konnten.

β) Die Südseite.

I. Werfener-Schichten und Haselgebirge der Südseite.

In der bis zum Durchschlagspunkte 2.470 *m* messenden Südstrecke, welche entsprechend dem Baufortschritte und der Beobachtungsreihe wieder vom Portale aus nach innen vorschreitend beschrieben werden soll, lassen sich bezüglich der durchfahrenen Gesteinskomplexe drei Hauptabschnite unterscheiden.

Es sind dies zunächst im Süden die tieferen plattigen, quarzitischen Sandsteine und Schiefer der Werfener-Schichten, dann in der Mitte etwa ein Wechsel von Werfener-Schiefern mit Rauchwacken, Kalken, Anhydrit und Gips, endlich im Norden die großenteils im Haselgebirge führende, zuletzt aber noch in den Gutensteiner Dolomit des Bosruckmassivs reichende Anschlußstrecke bis zum Durchschlag.

a) Plattige quarzitische Sandsteine.

Die tieferen, plattigen, quarzitisch aussehenden Sandsteine samt den zwischengelagerten glimmerigen Schiefern wurden von dem Richtstollen nach Durchfahrung einer oberflächlich angelagerten Grundmoräne schon bei Stollenmeter 1·5 erreicht und von da ab bis 579 verquert.

Sie bestehen aus einem Wechsel von weißlichgrünem, plattigem Quarzsandstein mit kalkigem oder dolomitischem Bindemittel und reichlichem Glimmerbelag auf den Schichtflächen und von gelblichgrauen, violetten oder grünen, dünnplattigen glimmerig-mergeligen Schiefern welche den bekannten Gesteinstypus der Werfener Schiefer zeigen. Etwa von 220 bis 280 herrschen die mit Salzsäure brausenden kalkhaltigen schuppigen Schiefer über dem plattigen Sandstein vor, der indes auch hier einzelne Lagen bildet.

Das Streichen ist fast durchwegs ostwestlich, das Einfallen steil, meist 50° bis 80° nach Süden gerichtet. Hie und da schneiden steil stehende, nordsüdlich streichende »Blätter« ein, so bei 100, dann bei 260 bis 320. Von 500 an zeigt sich das Gestein wellig gefaltet, die grünlichen Farben treten zurück und die Platten sind meist weißgrau gefärbt. Von 540 beginnt eine starke Zerknitterung und die gestörten Schichten fallen hier streckenweise nach Osten ein.

Schon in dieser unteren, das heißt stratigraphisch tieferen Partie der Werfener Schichten, welche sich am Südabhang des Pleschberges durch steile felsige Verwitterungsformen heraushebt und durch kahle Schutthalden kennzeichnet, treten weiße und rote Gipseinlagerungen sporadisch auf, so zum Beispiel bei 150 bis 152, 160, 178 bis 180, 420 und 464 in 2 bis 6 *cm* starken Bändern und Adern zwischen mürben schieferigen, serizitischen Lagen innerhalb der vorherrschenden plattigen Sandsteine. Diese Art der Zwischenlagerung deutet darauf hin, daß sich diese Gipsvorkommen auf primärer Lagerstätte befinden und sohin zu dem Komplexe der Sandsteine gehören.

Von 281 bis 299 wurde anscheinend inmitten dieses Sandsteinkomplexes eine lehmige Grundmoräne mit gekritzten und polierten kantenrunden Kalkblöcken durchörterrt. Diese Stelle liegt nur 60 *m* untertags, und zwar gerade unterhalb einer ebenfalls aus Grundmoräne bestehenden, sumpfigen Einsattlung der rechten Talseite des Ardninggrabens. Offenbar wurde hier ein älterer, durch jene Grundmoräne verlegter Grabenlauf geschnitten.

b) Rauchwackenlager.

Die folgenden Rauchwacken-,Kalk- und Anhydritmassen gaben Veranlassung zu einem bedeutenden Wassereinbruch, durch welchen die Baufortschritte längere Zeit aufgehalten wurden.

Angrenzend an den Sandstein und denselben mit Südfallen scheinbar unterteufend zeigten sich erst milde graue Schiefer, bei 579 gelbe Kalkschiefer, bei 582 gelbgraue Rauchwacken und Breccien mit eingeschlossenen Stücken von grünem Werfener-Schiefer, bei 585 fester gelber Kalk, endlich von 587 bis 590 schwarze, weißgeäderte, rostgelb anwitternde, oft etwas schieferige Plattenkalke mit Glimmerbelag.

Innerhalb dieser Kalke und löcherigen Rauchwacken wurde eine zum Teil mit schlammigem Verbruchsmaterial gefüllte Höhlung von 8 *m* Tiefe und einer Höhe von zirka 25 *m* angefahren, aus der sich anfänglich 800 Sekundenliter Wasser ergossen.

Durch diesen Wassereinbruch wurde eine sehr konstante Quelle obertags im Ardninggraben zum Versiegen gebracht. Diese Quelle befand sich hart am Bache in genau korrespondierender Lage über dem Wassereinbruch im Tunnel.

Starke Störungen zeigten sich in dieser Region des Richtstollens, darunter sehr häufig nordsüdlich streichende Blattflächen und eine beträchtliche Zerknitterung der Gesteinsbänke. Gleich hinter den Rauchwacken und Kalken stellt sich aber wieder das herrschende Südfallen ein. An den Kalk grenzt unmittelbar eine weiße, von ausgewaschenen Hohlräumen unterbrochen Gipslage, offenbar die veränderte Außenzone der sich anschließenden mächtigen, zum Teil im innigen Verbande mit Carbonaten und anderen Sulfaten auftretenden Anhydritmassen. Letztere reichen mit geringen Unterbrechungen von 604 bis 945.

Die Beschaffenheit dieser Gesteine wechselt vielfach entsprechend der chemischen Zusammensetzung, nach welcher dieselben nicht als reiner Anhydrit, sondern zumeist als ein Gemenge von Calciumsulfat mit Calciumcarbonat und Magnesiumcarbonat, das heißt von Anhydrit und Dolomit bezeichnet werden müssen.

Dieses harte und zähe, mitunter anscheinend homogene, mitunter aber brecciöse und spätige graue Gestein läßt nur selten die vorherrschend unter 50 bis 60° nach Südsüdost gerichtete Schichtenneigung erkennen, sondern zeigt in der Regel einen annähernd massigen Charakter.

Hie und da wie bei 712 und 750 wird es durch schwarze Kalklagen, bei 666 durch rotbraune, bei 706 durch grüne tonige Schiefer, bei 900 durch grüne kalkige Schiefer mit Pyrit und rosenroten Calcit-

adern, bei 850 und 880 durch gebräche Gipsmergel unterbrochen, stellenweise wurde wie bei 830 reiner körniger Anhydrit beobachtet. Etwa zwischen 820 und 945 herrscht südliches Einfallen unter 60°.

Von 945 an beginnt die Vorherrschaft des Werfener-Schiefers, eingeleitet durch dünnbankige dunkelgraue Schiefer, hinter welchen wieder eine mit schlammigem Berggruß erfüllte offene Spalte aufgefahren wurde. Die letztere steht offenbar im Zusammenhang mit einer Kalklage 960 bis 965, an die sich Anhydrit anlehnt, ein Verhältnis, welches sich somit fast regelmäßig an der Grenze des Schiefers gegen die Salinarbildungen wiederholt.

In den anschließenden, 60° südlich einfallenden Werfener Schiefern hinter 965 schalten sich zahlreiche unregelmäßige Lagen von Dolomit, Gips und Anhydrit ein, letzterer gleich bei 965, dann bei 985 und bei 1000, wo das Ausströmen brennbarer Gase beobachtet werden konnte. Von 1040 an wechsellagern grünlichgraue, serizitisch glänzende, quarzige Werfener Schiefer mit einem grauen, dichten, harten kieseligen Dolomit in sehr unbestimmter, mitunter auch wellig schwebender Lagerung. An verschiedenen Stellen erscheinen auch hier wieder Anhydrit und Gips, so bei 1117, 1170 und 1181.

Der graue, von weißen Adern von Dolomitspat durchzogene Dolomit nimmt anscheinend von 1080 an bis gegen 1250 derart überhand, daß die grünlichen Schiefer zurücktreten; auch zeigen sich von 1156 bis 1182 graue weißgeäderte kalkigere Gesteine, welcher hier nach Südosten einfallen..

Bei 1242 stellte sich Feuchtigkeit ein, bei 1248 wird das Gestein mürb und klüftig mit lettigen Ausfüllungen, bei 1250 stehen Werfener Schiefer an, 30° nach Südost fallend.

Nun folgt von 1258 bis 1325 eine zweite bedeutend mächtigere Einlagerung von durch Höhlen und Schlote unterbrochenen Kalken und Rauchwacken. Dabei zeigt sich nachstehende Reihenfolge dieser Carbonatgesteine: Bei 1258 tiefschwarze Kalke, Rauchwacken und Brecciendolomit, unter 70° Südost fallend, bei 1295 Brecciendolomit, von 1310 bis 1318 eine Rauchwacken-Hauptbank im Wechsel mit lehmigen Schichten, 70 bis 80° und Südost fallend.

Offene wasserführende Klüfte wurden aufgefahren bei 1273, 1280 (der hier erfolgte Wassereinbruch stimmte angeblich in der Zeit mit dem Versiegen der Quelle des Schreyenden Baches auf der Nordwestseite des Bosruck), bei 1305, 1320; letztere eine wasserführende, aber sonst mit sandigem Lehm gefüllte Kluft.

Jenseits dieser letzten Kluft stand eine Gipsrinde und gleich darauf 1320 bis 1367 grauer, unter 60° nach Südost einfallender Anhydrit an; derselbe scheint hier eine Einlagerung in den Carbonatgesteinen zu bilden[1], denn hinter ihm folgen wieder schwarzer, mürber, ausgelaugter Brecciendolomit mit Wasserandrang und bei 1380 abermals eine abschließende Kalkschieferlage. Damit schließt die zweite Einschaltung von kalkigen und dolomitischen Gesteinen innerhalb der Werferner Schichten ab.

Die bei 1380 folgenden grünen Werfener Schiefer sind zunächst bis 1393 mürb und wackenartig, dann stellen sich feste grüne, graue und rote, von Quarzadern durchzogene Schiefer ein, welche weiterhin bis 1500 derart von graugrünen glimmerigen plattigen Sandsteinen durchsetzt sind, daß wir hier anscheinend wieder die tieferen »Pleschbergquarzite« vor uns haben. Das Ganze fällt nach Norden. Hie und da kommen Einsprengungen von rötlichem oder grauem Anhydrit vor, so bei 1474.

Bei 1500 beginnen dann abermals typische grüne und violette, glimmerreiche feste Werfener Schiefer, wellig hin und her gebogen, so daß selbst das Streichen sich querstellen und Ost- oder Westfallen beobachtet werden können. Im ganzen scheint aber das Einfallen doch mehr minder steil nach Nordost zu erfolgen.

---

[1] Wie aus der im k. k. Generalprobieramt Wien, ddo. 18. Juli 1904, durchgeführten Analyse einer bei 1350 entnommenen Probe ersichtlich wird, herrscht auf jener Strecke nicht allein reiner Anhydrit, sondern auch jenes Gemenge von Anhydrit und Dolomit, das von 604 bis 945 durchfahren wurde.

Die chemische Untersuchung ergab nämlich neben 37·60% Calciumsulfat, 31·46% Calciumcarbonat und 27·55% Magnesiumcarbonat, außerdem aber noch geringe Mengen von Kieselsäure und Tonerde.

Bei 1524 schalten sich wieder dünne Quarzitbänder ein. Bei 1546 wurden grauviolette typische Werfener Schiefer gebrochen, in denen nachträglich Fossilien nachgewiesen werden konnten.

Es stammen von hier *Myophoria costata* Zenk. sp. und *Myacites fassaensis* Wissm. sp.; erstere deutet auf die Vertretung eines jüngeren Niveaus der Werfener Schiefer hin.

Das Einfallen kehrt nun wieder um, wie bei 1575 dünne Bänder eines kieseligen Dolomites mit rötlichen Anhydriteinsprengungen durch ihre unter 60 bis 70° nach Süden gekehrte Fallrichtung anzeigen. Weiterhin dreht sich das Streichen etwas, so daß die bei 1620 folgenden dünnbankigen, festen, etwas sandigen Werfener Schiefer sehr steil, 85°, nach Südost einschießen.

Nun folgt die dritte Einschaltung von Rauchwacken und Kalken in dem Raume zwischen 1631 und 1665, der hauptsächlich von klüftiger wasserführender Rauchwacke eingenommen wird. Bei 1634 wurden gelbgraue löcherige Kalke mit rostigen Klüften gebrochen, bei 1640 eine Kalkschieferlage, ebenso zwischen 1648 und 1653. Wie in den beiden zuerst durchörterten Rauchwackenlagern schließt sich auch hier bei 1665 unmittelbar Anhydrit an und reicht, von kleinen Unterbrechungen abgesehen, bis 1864.

In diesem Anhydrit schalten sich nämlich Lagen von dunklem weißgeädertem Dolomit ein, so bei 1690, 1745, 1800 und 1840. Die Spatadern bestehen teils selbst wieder aus Kalk- und Magnesiacarbonat, teils jedoch aus weißem oder blauem (bei 1800) spätigem Anhydrit, welcher bei 1806 deutliche Ausscheidungen von Schwefel zeigt. Bei 1740 konnte eine Neigung nach Süd unter 20° gemessen werden sonst ist auch diese feste Anhydritpartie annähernd richtungslos.

Bei 1805 traten wieder brennbare Gase auf. Der bläulichgraue oder weißliche Anhydrit ist bei 1813 ganz erfüllt von winzigen Arsenkieskriställchen. Diese Arsenkieseinsprengungen wiederholen sich auch in dem darauffolgenden Haselgebirge.

c) Das Haselgebirge der Südseite.

Von 1864 bis 1932 herrschen jene grüngrauen, tonigen Breccienbildungen mit einzelnen Geröllen vor, welche eine bestimmte Ausbildungsform des Haselgebirges darstellen und wohl durch dynamische Einwirkungen auf eine Wechsellagerung von geringmächtigen Schiefer- und Quarzitlagen mit dem eigentlichen Salzton entstanden sein dürften. Wirklich sehen wir auf dieser Strecke das von Arsenkieskriställchen gespickte Trümmergestein bei 1872 und 1899 noch von Werfener Schieferlagen unterbrochen und treffen an der Grenze gegen die folgenden Werfener Schiefer bei 1933 eine grüne Breccie mit dicken weißen Quarzschwielen.

Die bei 1933 beginnenden grünen und roten, plattigen oder blätterigen Werfener Schiefer fallen unter 50 bis 70° nach Norden ein und reichen bis 2078, wo eine meterdicke Anhydritplatte neuerdings den Übergang in Haselgebirge mit Arsenkieseinsprengungen vermittelt. Auch dieses Haselgebirg erweist sich als ein zertrümmertes brecciöses Gestein mit einzelnen kugelrunden oder halbrunden Geröllen und zahlreichen Gips- oder Anhydriteinlagerungen.

d) Enklave von buntem Breccienkalk.

Von 2167 bis 2170 wurde ein von der First in den Richtstollen herabreichender, aber fast noch über der Tunnelsohle ausspitzender Keil eines bunten, zum Teil flaserigen und zum Teil brecciösen, rotbraunen, weißscheckigen Kalks aufgefahren, welcher sich schon durch diese Art seiner Begrenzung als ein der Schichtfolge fremdes Element kennzeichnet. Zum Teil ist es ein stark gequetschtes, aus dünnen roten Kalk und Mergelflasern und dicken weißen Spatadern bestehendes Gestein, zum Teil erscheinen rotbraune Kalkbreccien mit eckigen Fragmenten von weißen, gelben, roten und schwarzen Kalken, welche in einzelnen Partien die Spuren von Streckungen und Zerrungen aufweisen. Dieses Gestein stimmt auffallend überein mit den auf der Nordseite des Tunnels bei Spital a. P. durchörterten Gosaubreccien sowie mit den Kreidebreccien, welche annähernd vertikal über jenem Stollenaufschluß etwa 700 *m* höher am Südabhang des Bosruck an der Oberfläche anstehen.

Man sieht dort oben auf dem Gehänge des Hirschecks nordwestlich über der Zickelsfeldalpe an der Grenze des Werfener Schiefers gegen den Gutensteiner Dolomit ähnliche bunte Breccien oder auch Konglomerate aus lokalen Fragmenten krustenförmig über den an Verwerfungen staffelförmig abgesessenen Triasdolomitfelsen kleben.

Die mit den bunten Kalkbreccien zusammen vorkommenden, lichten rotbraun geäderten und geflaserten Spatkalke erinnern aber an die bunten Kieselkalkbänke der Rasenkuppe südlich unter dem Kitzstein (vergl. p. 11), welche ihrer Fossilführung nach als untertriadisch angesprochen und mit dem Reiflinger Kalk in Parallele gestellt werden mußten, obschon das Gestein zunächst an Juragebilde gemahnte.

Eng angepreßt an die bunten Flaserkalke und Breccien folgen dann im Tunnel bei 2169 noch schwärzliche, tonige, weißgeäderte Kalkschiefer und bei 2200 schwarze Tonmergel, bis dann bei 2210 abermals Haselgebirge beginnt.

Aus den geschilderten Verhältnissen geht unmittelbar hervor, daß in dieser Region tiefgreifende steile Störungen einschneiden, durch welche eine Schleppung der an der Oberfläche anstehend beobachteten bunten Breccienkalke bewirkt worden ist. Die Position der letzteren im Tunnel läßt darauf schließen; daß hier eine annähernd vertikale Verwurfsfläche niedersetzt.

Berücksichtigt man die Lage dieses Keiles von bunten Breccienkalken mitten in dem tonigen Haselgebirge, so ergibt sich ohneweiters auch die Analogie mit den im Salzgebirge eingesunkenen jüngeren Kalkmassen, von denen C. W. Gümbel[1] und E. v. Mojsisovics[2] gelegentlich berichtet haben.

Das Haselgebirge beginnt also nochmals bei 2210, und zwar mit einem unter 80° nach Nord einschießenden Band von schwärzlichem kristallinischem Anhydrit und führt auch weiterhin Einschaltungen von Anhydrit und Gips. Anhydritproben, zum Teil in Form von Breccien mit eingeschlossenen Ton- oder Dolomitbrocken, welche durch spätigen Anhydrit verkittet werden, liegen von mehreren Stellen vor, so von 2236, 2245 und 2250; bläulichweißer, durchscheinender sowie wasserheller Gipsspat wurde bei 2247 gewonnen; von 2288 liegt schwarzer Dolomit mit weißen spätigen Anhydritadern vor, in welchen hellgelbe Schwefelausscheidungen auftreten.

Bei 2230 wurde typischer Haselgebirgston mit kleinen eckigen Schiefereinschlüssen und einer rein weißen Fasergipslage, bei 2248 grünes brecciöses Haselgebirge mit rotem Gips, bei 2262 endlich wieder lettiges Material mit Geröllen konstatiert, woraus hervorgeht, daß jene genetisch verschiedenen Ausbildungen eng miteinander zusammenhängen.

Nun folgen wieder ganz charakteristische bunte, grellrot und grün gefärbte Werfener Schiefer, bei 2305 mit glänzenden Rutschflächen. In ihnen erscheint bei 2326 der typische rötliche, dunkelrot punktierte für die obersten Werfener Schichten bezeichnende Oolithkalk, durch den wir über die hohe stratigraphische Position orientiert werden. Über ihm kommen bei 2338 noch einmal braunrote, glimmerreiche, sandige Werfener Schiefer, endlich aber bei 2341 ein licht graublauer dichter Kalk mit roten Gipsäderchen, ein Gestein, welches ebenfalls noch für die oberen Werfener Schichten bezeichnend zu sein pflegt

II. Gutensteiner Dolomit der Südseite.

Bei 2343 stellt sich endlich über den Hangendgliedern der Werfener Schichten ein tiefschwarzer, schwerer Dolomit mit Rutschflächen und metallisch glänzenden, abfärbenden Grafitbelegen ein, der wohl schon in das anisische Niveau des Gutensteiner Kalks gestellt werden muß.

Gestörte Lagerung, zunehmende Klüftung, mit lehmigem Sand gefüllte Spalten und rostige Kluftflächen bezeichnen den Übergang dieser offenbar minder durchlässigen graphitischen Dolomite in die bei 2420 folgenden kürzklüftigen, weiß geäderten, dunkelgrauen dolomitischen Kalke, in welchen am

---

[1] C. W. Gümbel. Liasschichten im Salzberg von Berchtesgaden. Geognost. Jahresh. I, Cassel 1888, p. 180.

[2] E. v. Mojsisovics. Erläuterungen zur Geolog. Karte, Südwest-Gruppe Nr. 19 (Ischl und Hallstatt), Wien 1905, p. 5.

17. Mai 1905 bei 2469·7 von Süden ein anfänglich 1100 Sekundenliter fördernder Wassereinbruch mit nachfolgender Gasausströmung dem Baufortschritte dieser Tunnelseite ein Ziel setzte.

Der Vortrieb erfolgte sodann bloß von der Nordseite (vergl. p. 22), deren Richtstollen mit 2291·8 *m* den Durchbruch in den bis 2469·7 gediehenen südlichen Richtstollen vermittelte.

Eine nachträglich vorgenommene Untersuchung dieser Gase, durch deren Explosion am 22. Mai 1905 viele Menschenleben vernichtet worden sind, ergab Grubengas CH_4, das in einer Menge von 4·25 bis 4·75 Prozent[1] der Luft beigemischt war und dessen Ausströmen aus Klüften des schwärzlichen dolomitischen Kalkes noch bis in den Monat August konstatiert werden konnte.

Ob die Quelle dieser Gasbildung im darunter liegenden Haselgebirge oder in dem graphitischen, aber vielleicht ursprünglich bituminös gewesenen Dolomit zu suchen ist, läßt sich wohl nicht sicher erweisen. Da jedoch in demselben Tunnel, weit entfernt von dem dunklen Dolomit, auch im Haselgebirge selbst brennbare Kohlenwasserstoffe nachgewiesen wurden und zwar sehr häufig in der Nachbarschaft steinsalzführender Massen, so dürfte die erste Annahme zutreffender sein.

Aus den Grenzbildungen des Werfener Schiefers gegen die schwarzen Gutensteiner Schichten, namentlich aus dem Vorkommen des rötlichen Oolithes ergibt sich, daß hier eine regelmäßige Schichtfolge vorhanden ist, das heißt, daß die Grenzlage zwischen dem Schiefer und dem Dolomit keinesfalls einer Störung entspricht, wie dies von der nördlichen Begrenzung des Bosruckmassives gegen das dortige Haselgebirge angenommen werden muß. Es ergibt sich nämlich aus jenem Oolith, daß hier wirklich die obersten Werfener Schichten vorliegen und daß somit die salinaren Bildungen innerhalb der jüngsten Glieder dieser Serie das Maximum ihrer Entwicklung finden, wenn auch schon in tieferen Etagen durch unregelmäßige Einschaltungen von Gips und Anhydrit die allmähliche Einleitung jener Verhältnisse angedeutet wird, unter denen die Bildung der Salztonmassen erfolgen konnte.

Das Haselgebirge und die Sulfate liegen also zwischen den mehrfach auftretenden Einschaltungen von Kalk und Rauchwacke und den jüngsten Gliedern der Werfener Schichten eingeschlossen. Die dreifache Wiederholung jenes Rauchwackenniveaus aber dürfte auf tektonische Ursachen, wahrscheinlich auf mehrfache Faltung zurückzuführen sein, da in der streichenden westlichen Fortsetzung nur ein solches Kalk- und Rauchwackenlager vorhanden ist, wodurch der lokale Charakter jener Wiederholung deutlich hervortritt.

Ja es darf angenommen werden, daß gerade die lokal mächtigere Entwicklung der nachgiebigen, plastischen Salinargebilde zu einer örtlich intensiveren Faltung geführt hat, ähnlich wie ja auch im Salzkammergut in den Salztonregionen ein Maximum an Störungen sich einzustellen pflegt.

Die Beziehungen der obertägigen Aufschlüsse zum Tunnelprofile.

Die auf der Nordseite zunächst durchfahrenen bunten Gosaukonglomerate und Mergel sind auch obertags auf dem Hange über dem Tunnelportale sichtbar.

Der bei 200 verquerte schmale Keil von Triasdolomit, welcher als eine Fortsetzung des am Moltersberg und im Fallbach zu Tage tretenden Unteren Dolomits der Pyrgasscholle angesehen werden kann, war jedoch oberflächlich über dem Tunnel nicht nachzuweisen. Dagegen fanden sich in dem engen waldigen Graben, südöstlich über dem Nordportale, unterhalb der nächsten dort aufsteigenden Felswände, gute Aufschlüsse der zum Haselgebirge gehörigen schiefrigen Tonmergel, in denen der nördliche Richtstollen auf weitere Strecken vorgetrieben wurde. Daß das Haselgebirge bis auf jene schmale, zwischen den hohen Felswänden des Bosruck und einer vorgelagerten tieferen Wandpartie hinlaufende, die Frumaualpe mit der Mausmayralpe verbindende Terrasse emporreicht, konnte an mehreren Ausbissen desselben beobachtet werden.

---

[1] Das Resultat dieser an der k. k. Montanhochschule in Leoben durchgeführten chemischen Untersuchung wurde dem Verfasser durch die Herren Ingenieure der Bauinspektion zur Verfügung gestellt.

Die Nordwände des Bosruck setzen sich nach der Tiefe zu in jene steil südlich einschießende Verwerfung fort, welche im Tunnel bei 1165 die Grenze zwischen dem Haselgebirge und dem Hochgebirgskorallenkalk bildet.

Die vorgelagerte, tiefere Kalkstufe aber, die sich vom Schreyenden Bach angefangen nordöstlich gegen die Mausmayralpe als ein unterer Wandgürtel hinzieht, wurde vom Tunnel nicht getroffen, sondern blieb durchaus im Hangenden desselben.

In der ab Stollenmeter 1165 des Tunnels folgenden, durch ungeschichteten Riffkalk, weiterhin durch lichtere dolomitische Kalke, endlich aber durch schwärzlichen Dolomit und Gutensteiner Kalk getriebenen, das Gipfelmassiv des Bosruck verquerenden Strecke wurden zahllose, mehr oder minder wasserreiche Klüfte aufgefahren, welche das Gestein meist in seigerer oder zumindestens sehr steiler Lage durchsetzten.

Diese, auch im äußeren landschaftlichen Bilde, namentlich bei den Queransichten des Bosruck (von Südwesten oder Nordosten her) zum Ausdruck gelangenden Klüfte bilden an der verwitterten Oberfläche sehr häufig offene Spalten oder Risse, welche dem Hauptstreichen entlang, tief in das Innere des Bergmassives einschneiden. Solche Rinnen und Spalten zeigen sich namentlich deutlich in dem schroffen Südostabsturz des Berges, wenn derselbe etwa von der Höhe des Arlingsattels betrachtet wird.

Es zeigt sich also, daß die ganze Kalkmasse durch jene Klüfte in keilförmige, aneinander treppenartig verschobene Gesteinskörper zerspalten ist, welche in ihrer Gesamtheit innerhalb der hier besonderes mächtig entwickelten, plastischen Salinarbildungen eingesunken sind. Auch dieses treppenförmige Absinken tritt obertags auf der Südflanke des Kitzsteins in den mehrfachen Wiederholungen jener schmalen Bänder von roten und grünen mergeligen Hornsteinkalken, welche zwischen dem Liegenddolomit und dem hangenden Korallenkalk eingeschaltet sind, deutlich hervor und äußert sich auch in Wiederholungen der Grenze zwischen den obersten Werfener Schichten und dem schwarzen Dolomit auf der westlichen Abdachung des Kitzsteins gegen den Lahnerkogl.

Jenes treppenförmige Absinken bildet aber auch die einzige Erklärung des Umstandes, daß das Kalk- und Dolomitmassiv im Niveau des Tunnels trotz der im ganzen genommen synklinalen Lagerung dieselbe Breite aufweist wie obertags. Würden die an der Südwand des Bosruck beobachteten Grenzverhältnisse, nach denen dort ein ziemlich steiles Einfallen des Liegenddolomites nach Nordnordwest stattfindet in gleichmäßiger Neigung nach der Tiefe hin fortsetzen, so hätte der südliche Richtstollen das große Kalk- und Dolomitmassiv um viele hundert Meter später treffen müssen, als dies tatsächlich der Fall war. Während nämlich, entsprechend der Annahme eines gleichmäßigen, wenn auch ziemlich steilen nördlichen Einfallens, die Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem aufliegenden Dolomit obertags um eine große Strecke weiter südlich liegen müßte, als im Tunnel, ist das Umgekehrte der Fall.

In dem von A. Bittner zur Orientierung für den Bau entworfenen Längenprofil wurde einerseits die Grenze zwischen dem Werfener Schiefer und dem Kalk des Bosrucks derart gezogen, daß der Kalk des Gipfelmassives gar nicht bis in das Tunnelniveau hinabreicht, während anderseits durch eine punktierte Linie auf die Eventualität hingewiesen wurde, daß dieser Hangendkalk (auf einer kurzen Strecke von etwa 200 *m*) unter die Tunnelsohle hinuntergreifen könnte. Nun haben aber die Aufschließungen unerwarteterweise ergeben, daß die Kalksynklinale noch viel tiefer eingesunken ist, so daß dieselbe auf einer Strecke von zirka 1150 *m* vom Tunnel durchörtert wird. Während auf der Nordseite die Kalkgrenze genau dort angefahren wurde, wo dieselbe von Bittner angenommen worden war, ist man im südlichen Richtstollen schon weit früher auf den Kalk gestoßen.

Diese Erscheinung ist nur durch staffelförmiges Einsinken entlang steiler, nach Süden geneigter Längsverwürfe zu erklären; sie wurde noch verstärkt durch eine Anzahl von Querbrüchen, an denen die Kalkmasse je weiter nach Osten, desto tiefer in dem Haselgebirge und den Werfener Schichten eingesunken ist.

Die am Südabhang des Kitzsteines an der Grenze des Unteren Dolomites gegen den Hochgebirgskorallenkalk beobachteten roten, kieseligen Kalke der anisischen Stufe konnten im Tunnel nicht nachgewiesen werden.

Dagegen wurde unerwarteterweise bei 2167 mitten im Haselgebirge eine keilförmig von oben in den Stollen hereinreichende Masse von rotbuntem Breccienkalk aufgefahren, welche mit dunklen Kalkschiefern und Tonmergeln in enger Verbindung steht und ihrem petrographischen Charakter nach mit den Gosaubreccienkalken nächst dem Nordportal des Tunnels vollkommen übereinstimmt. Ganz ähnliche Breccienkalke sowie auch bunte Gosaukonglomerate stehen obertags 700 *m* höher am Fuße der Bosruck-Südwand hart an der oberflächlichen Grenze zwischen den Werfener Schiefern und dem unteren Dolomit an. Sie sind offenbar an einem steilen Verwurf in die Tiefe geschleppt worden und vielleicht auch noch in dem plastischen Haselgebirge nachgesunken.

Dieser vom Haselgebirge förmlich eingeschlossene Keil von buntem Gosaubreccienkalk liefert durch seine Position ein Bild der verworrenen Lagerungsverhältnisse, welche in den nordalpinen Salztondistrikten herrschend sind.

Auf der Südseite des Bosruck fällt es noch schwieriger, die Verbindung der obertägigen Aufschlüsse mit dem Tunnelprofile herzustellen.

Es ist dies in erster Linie auf den Umstand zurückzuführen, daß von den mächtigen, im Tunnel verquerten Massen von Anhydrit und Haselgebirge obertags so gut wie gar nichts zu beobachten ist. Jene Gesteine boten offenbar der Erosion günstige Angriffspunkte und ermöglichten die Auswaschung tiefer Seitengräben und Schluchten, in denen dann mächtige Massen von Grundmoräne eingelagert wurden, wie bei der Zickelsfeldalpe und Angeralpe am Südfuß des Bosruck. Vielfach ist es aber nur Gehängschutt, der die Lehnen bedeckt und die Gräben ausfüllt. Die rasch verwitternden Gesteine der Werfener Schichten treten überhaupt selten in Felsen deutlich anstehend auf, so daß es obertags schwer hält, die Grenzen des Werfener Schiefers gegen das Haselgebirge festzustellen.

Da das Grundgerüst doch aus den Schiefern und quarzitischen Sandsteinen besteht, das Ausgehende des Haselgebirges und Anhydrits dagegen aus den angedeuteten Gründen nur stellenweise nachzuweisen war, mußte jenes Terrain am Südgehänge des Bosruck eben im ganzen als den Werfener Schichten angehörig kartiert werden.

Daraus aber erwächst in erster Linie die oben berührte Schwierigkeit einer Kombination der Tagaufschlüsse mit dem Grubenbilde.

Auf dem Profile Tafel I wurden die Eintragungen der obertägigen Beobachtungen und jene der Grubenaufschlüsse durch einen weißen Zwischenraum getrennt gehalten, um keine bestimmte theoretische Voraussetzung, wie etwa eine fingerförmige Verzahnung des Anhydrites oder Haselgebirges mit den Schiefern, oder andere nicht hinreichend begründete Vorstellungen zum Ausdruck bringen zu müssen.

Mehrere vom Tunnel durchörterte Rauchwacken und Kalklagen konnten an ziemlich genau übereinstimmenden Punkten obertags nachgewiesen werden. Es bezieht sich dies namentlich auf das am Kamm des Roßbodens ausstreichende, fast seiger stehende Rauchwackenlager, das im Tunnel freilich verdoppelt und mit Anhydrit kombiniert erscheint. Minder klar ist die Verbindung des im Tunnel nach Süden, obertags aber nördlich einfallenden äußeren Rauchwacken- und Kalklagers, das an der Oberfläche am rechten Hang des Ardninggrabens, wie die Karte zeigt, mit dem mittleren Lager zusammenhängt und sohin eine Synklinale bildet, womit auch der allerdings einseitige Hangendaufschluß von Anhydrit im Tunnel zu stimmen scheint.

Diese beiden Rauchwackenlager werden von dem von Ardning zur Angeralpe führenden Karrenwege verquert, und zwar das südlichste Lager schon auf dem Rücken hinter dem ersten Seitengraben nach der Waldkapelle, während das weitaus breitere zweite Lager erst an der Ecke der vom Roßboden östlich absinkenden Rippe erreicht wird.

Die Verschiedenheit der Mächtigkeit dieser Rauchwacken über- und untertags läßt sich aus ihrem linsenförmigen Auftreten erklären, wonach solche Einschaltungen seitlich rasch an Mächtigkeit einbüßen, bis sie endlich vollends auskeilen.

Das nördlichste Kalk- und Rauchwackenlager wird an der Oberfläche nur durch undeutliche Aufschlüsse im Graben nordwestlich über der Zickelsfeldalpe angedeutet; es bildet hier mit dem mittleren Lager wahrscheinlich einen Luftsattel, da sein Hangendes, nämlich das Haselgebirge, wieder im Norden folgt.

Im südlichsten Abschnitt des Tunnels, wo der Vertikalabstand vom Oberflächengehänge rasch abnimmt und überdies durch den engen Ardninggraben felsige Aufschlüsse in den hier herrschenden Quarziten und Sandsteinen geschaffen sind, wird die Übereinstimmung bald eine vollkommene. Nur die im Tunnel fast ausschließlich nach Süden gerichtete, im Ardninggraben aber schon nahe hinter dem Portale zumeist nördliche Fallrichtung der Gesteine bildet hier einen Unterschied.

Der Übereinstimmung jener bei Stollenmeter 288 von der Oberfläche bis unter den Tunnel hinabreichenden, eine alte Talausfüllung darstellenden Grundmoräne wurde bereits mehrfach gedacht.

Aus den hier erörterten Beziehungen geht hervor, daß, abgesehen von den obertags kaum aufgeschlossenen Salinarbildungen, das heißt von den mächtigen Anhydrit- und Haselgebirgsmassen, sowie von der Erstreckung, in welcher zufolge gewisser Störungen der Gipfelkalk des Bosruck verquert wurde, eine ziemlich genaue Übereinstimmung zwischen den Verhältnissen obertags und den Tunnelaufschlüssen nachgewiesen werden kann.

Die geologische Prognose.

Nach der ersten Information der k. k. Eisenbahnbaudirektion durch Prof. Dr. G. A. Koch gab der Chefgeologe Dr. A. Bittner bloß auf Grund seiner vor Jahren durchgeführten Aufnahmen in dem betreffenden Gebiete, das heißt ohne die Möglichkeit einer damals durch die Jahreszeit ausgeschlossenen speziellen Neubegehung ein übersichtliches geologisches Gutachten über den Bosrucktunnel in Form des in Fig. 1 (p. 31) reproduzierten geologischen Längenschnittes ab.

In der diesem Längenschnitt beigegebenen textlichen Erklärung wird nachstehendes bemerkt.

Es kommen im Durchschnitt des Bosruck drei geologische Niveaus in Betracht:

a) sogenannte Gosaubildungen der oberen Kreideformation;
b) Kalke der Trias;
c) Werfener Schiefer der Unteren Trias.

a) Gosaubildungen sind in einem mächtigen Zuge dem Bosruck an dessen Nordfuß längs der Pyhrnstraße vorgelagert und bestehen zum großen Teile aus Mergeln und Sandsteinen, zum kleinen Teile aus festeren, oft bunten Konglomeraten und Breccien. Die Mergel und Sandsteine sind weich und verwittern leicht.

b) Triaskalke in zwei Zügen, deren einer die Kämme des Bosruck bildet, deren zweiter im Norden in etwa 1000 bis 1200 *m* Höhe vorgelagert ist. Es ist von beiden Kalkzügen sehr fraglich, ob sie bis ins Niveau des Tunnels hinabreichen, jedenfalls können nur geringe Abschnitte desselben den Kalk treffen.

c) Werfener Schiefer bestehen aus festeren Quarziten (Pleschbergquarziten bei Ardning) und aus plattigen, sandig-glimmerigen Schiefern, gegen ihre oberen Partien auch aus sehr weichen tonigen Gipsmergeln, in denen lokal Linsen oder stockförmige Massen von Gips eingebettet sind. An der Südseite des Bosruck dürfte nur wenig Gipsgebirge auftreten, um so mehr aber an der Nordseite, wo noch mitten in den angelagerten Gosaugesteinen *(a)* hie und da dergleichen vorkommt (Gipsbruch des Pyhrnbauers). Die Schichtstellung dürfte vorherrschend eine mehr oder wenig steil nach Norden, respektive nach Nordwesten gerichtete, an der Nordabdachung des Bosruck aber eine sehr gestörte und verworrene sein, besonders in der Nähe des Gipses.

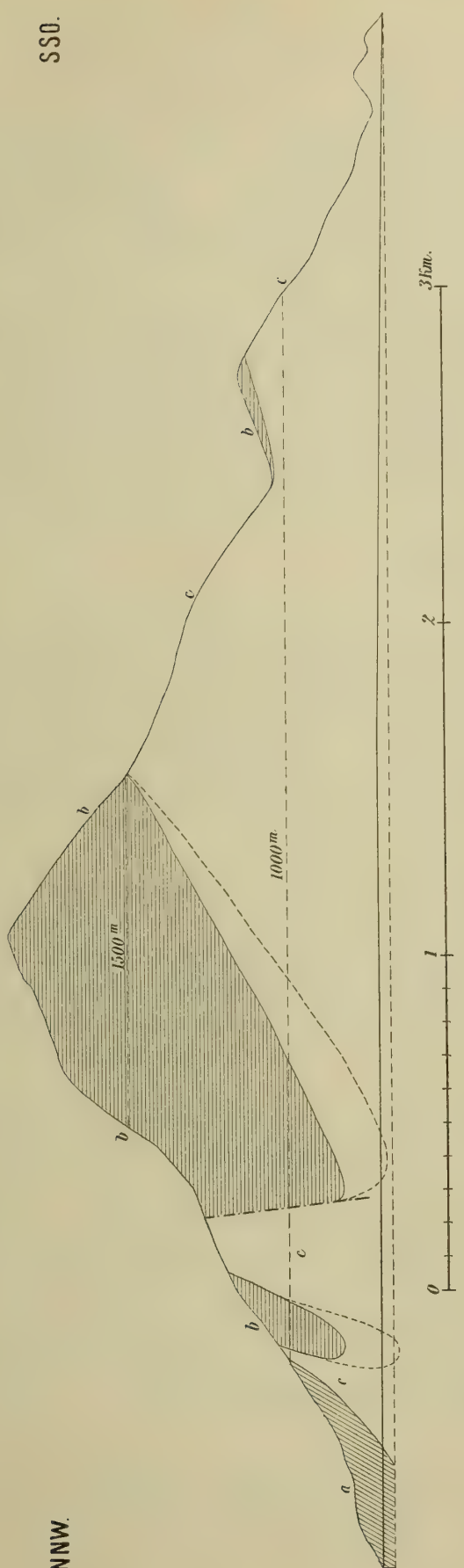


Fig. 1.

Es ergibt sich aus dem Vorstehenden, daß die geologischen Voraussetzungen, welche auf Grund des Bittnerschen Längenprofiles, Fig. 1, an den Durchbruch des Richtstollens geknüpft werden konnten, im großen ganzen ihre Bestätigung fanden.

So wurden anschließend an das Nordportal zunächst die Gosauschichten, dann gipsführende Werfener Schichten durchörtert und der erste Kalkzug unterfahren.

Der Eintritt in das große Kalkmassiv erfolgte bei 1165 genau an der Stelle, welche derselbe nach einer der beiden von A. Bittner angenommenen Varianten einnehmen sollte. Daß der Kalk- und Dolomitstock des Bosruckgipfels in größerer Breite unter das Tunnelniveau reichte, beruht, wie hier mehrfach nachzuweisen versucht wurde, auf wiederholten staffelförmigen Verschiebungen und konnte aus den oberflächlichen Aufschlüssen allein unter keinen Umständen erschlossen werden. Dagegen brachte es die Deutung der Rauchwacken auf dem Roßboden als eines flach gelagerten Denudationsrestes von Triaskalk mit sich, daß diese im Tunnel wiederholt verquerten wasserführenden Schichten, in jenem Längenschnitte nicht als durchlaufende Lagen vorgesehen wurden. Was jedoch die im Hauptmassiv aufgesammelten Wassermassen betrifft, welche seit jeher im Schreyenden Bach am Pyhrn einen natürlichen Überfall hatten, so lag in der von A. Bittner gegebenen Darstellung des synklinalen Baues der Bosruckkalke ein deutlicher Hinweis auf deren Vorhandensein.

Auch das Auftreten von Haselgebirge und daher auch von druckhaften Massen auf der Nordseite konnte mit Rücksicht auf mehrfach beobachtete Gipsvorkommen und Salzquellen in der Umgebung von Spital a. P. aus A. Bittner's Profildarstellung für die nördliche Abdachung erschlossen werden.

Dagegen lagen auf der Südseite die damals bekannten Haselgebirgsvorkommen von Hall bei Admont räumlich so weit vom Bosruck entfernt,daß ein unm ittelbarer Schluß auf die dann auch in der südlichen Tunnelhälfte in größerer Mächtigkeit durchfahrenen Massen von Anhydrit und Haselgebirge nicht von vornherein gegeben war.

Da schon das Vorkommen oder mindestens die Ausdehnung des Haselgebirges im Tunnelprofil erst durch die Bauausführung bekannt wurden, lag

es um so ferner, ursprünglich gleich eine weitere, dem Baue aus den geologischen Verhältnissen erwachsene Schwierigkeit, nämlich das Auftreten explosiver Grubengase ins Auge zu fassen.

Wie vielfach nachgewiesen worden ist, verdanken diese Vorkommnisse oft demselben Prozesse ihre Entstehung, durch den auch die salz- und gipsführenden Haselgebirgsmassen als Endprodukt von lokalen Beckeneindampfungen gebildet worden sind.[1] Tatsächlich wurden im Bosruck solche Gasaustritte mehrfach im salzführenden Haselgebirge (bei 702 und 985 von Nord) oder in Anhydrit- und Gipslagen führenden Werfener Schiefern (bei 1000 von Süd) konstatiert, doch erwiesen sich diese geringen Mengen eingeschlossener, in Form von sogenannten Bläsern binnen kurzer Zeit abbrennender Gase als harmlose Erscheinungen.

In bedrohlichen Mengen und durch längere Zeit hindurch traten die Grubengase erst bei 2470 (von Süden) in den schwarzen graphitischen Dolomiten der anisischen Gutensteiner Schichten, woselbst sie sich unter Wasserabschluß offenbar wie in einem Gasometer angesammelt hatten. Mit Rücksicht auf die Seltenheit solcher Erscheinungen innerhalb des nordalpinen Haselgebirges darf wohl kein Vorwurf erhoben werden, wenn in der Prognose auf die Möglichkeit dieser Erscheinung nicht besonders hingewiesen wurde.

Wasserführung.

Die Art der Wasserführung in den großen Kalk- und Dolomitmassen des Bosruck wird, insoweit dieselbe in ihrer Abhängigkeit vom Schichtenbau geologisches Interesse erweckt, am besten durch den Umstand gekennzeichnet, daß bei dem ersten Anzapfen der wasserdicht gebetteten Kalksynklinale bei 1165 von Nord kein Wassereinbruch erfolgte, sondern daß die Zirkulation im Inneren der großen Kalkmasse sich durchwegs an das Vorhandensein von Klüften oder von offenen Spalten, Säcken oder Schloten gebunden zeigte. Zumeist waren es die zahlreichen, einseitig von einem Harnisch begrenzten, steil niedersetzenden Klüfte, aus welchen der Wasseraustritt bald von der Firste, bald auch an der Sohle oder von den Ulmen her erfolgte.

Einzelne Schlote waren halb mit rotem, lehmigem Sand, offenbar ein Äquivalent der Terra rossa, erfüllt, so namentlich nahe der nördlichen Grenze des Kalkhauptmassivs. In der Regel zeigte sich der Kalk von wasserreicheren Klüften durchsetzt, als die kurzklüftigen dolomitischen Gesteine, in denen allerdings bei 1237 und 1269 von Nord mächtige offene Spalten beträchtliche Wassermengen abgaben.

Ein besonders mächtiger, anfänglich mit zirka 1100 Sekundenliter einsetzender Wassereinbruch ergab sich in den Gutensteiner Dolomiten bei 2470 von Süden, in dessen Gefolgschaft kurz nachher das Einströmen von Methangasen beobachtet wurde.

Durch diese und zahlreiche andere kleinere Wasseraustritte wurde der Stollen immer wieder überschwemmt, wodurch die Arbeitsverhältnisse eine enorme Erschwerung erfuhren und der Vortrieb des Sohlstollens oft lange Unterbrechungen erfahren mußte.

Unter dem auf p. 33 schematisch wiedergegebenen Längenprofil[2] bezeichnen die eingeringelten Ziffern die hauptsächlichsten Wassereinbrüche mit den anfänglich abströmenden Quantitäten in Sekundenlitern an den entsprechenden Stellen des Profiles. Es ergibt sich daraus ohneweiters die Abhängigkeit dieser Erscheinung vom Auftreten der Kalke, Dolomite und Rauchwacken.

Durch einen überraschenden Wasserreichtum waren die von Süden her zuerst bei 582 *m* verquerten, mitunter von mächtigen, höhlenartigen, offenen Spalten durchsetzten Rauchwacken und sie beglei-

---

[1] Vergl. u. A. G. A. Koch: Die Naturgase der Erde und die Tiefbohrungen im Schlier von Oberösterreich. Monatsblätter d. Wissensch. Klub, XIV. Jahrg., Wien 1893, p. 101. Auch bezüglich weiterer Literaturangaben.

[2] Ich verdanke diese Angaben über Wassereinbrüche sowie die in Fig. 2 graphisch wiedergegebenen Daten über die Temperaturschwankungen im Gestein des Tunnels dem Herrn k. k. Bauoberkommissär Karl Mayer.

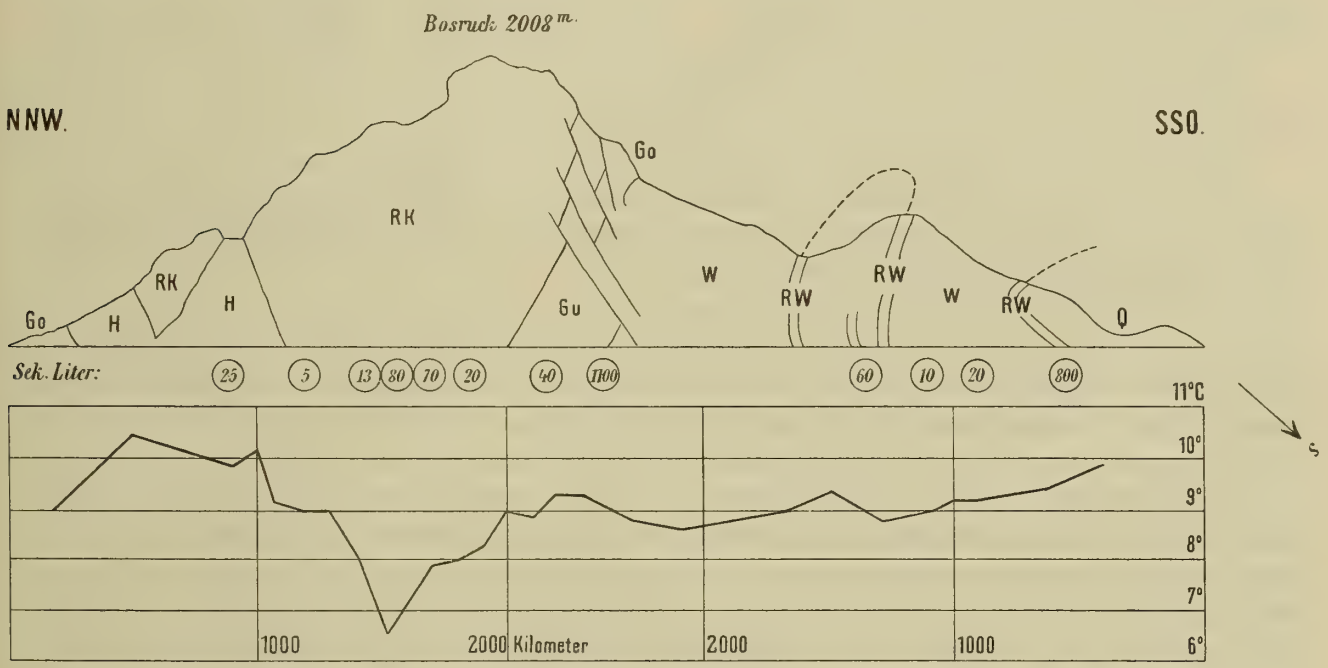
tenden Kalkschiefer ausgezeichnet. Die jenen kalkigen Schichten anfänglich entströmenden 800 Sekundenliter, welche allerdings nach einiger Zeit auf ungefähr 200 Sekundenliter herabsanken, schienen außer Verhältnis zu der geringen, kaum 20 *m* betragenden Mächtigkeit jener Schichten.

Wohl konnte die überaus poröse, löcherige Beschaffenheit der Rauchwacke und namentlich das große Volumen der schließlich entwässerten Verbruchshöhle als Erklärungsgrund angeführt werden, wenn von anderer Seite im Hinblick auf das enorme Wasserquantum auf die Wahrscheinlichkeit eines Zusammenhanges mit dem Hauptkalkstock des Bosruck hingewiesen wurde.

Als dann später noch zwei ähnliche, zum Teile noch mächtigere Rauchwackenlager durchschlagen wurden, ohne daß sich ein annähernd gleich starker Wassereinbruch eingestellt hätte, mußte freilich in erster Linie auf den gegenseitigen Zusammenhang dieser Rauchwacken als Elemente eines Faltensystems geschlossen werden.

Nur ein Umstand schien ernstlich dafür zu sprechen, daß diese porösen Wasserreservoire auch mit dem Hauptkalkstock des Bosruck, und zwar etwa durch eine Querkluft in Verbindung gestanden waren. Als nämlich bei 1258 (von Süden) mit dem Anfahren des zweiten Rauchwackenlagers ein neuerlicher, wenn auch schwächerer Wasserandrang konstatiert wurde, begann angeblich gleichzeitig die Quelle des dem Bosruckmassiv nördlich entströmenden Schreyenden Baches an Ergiebigkeit einzubüßen und

Fig. 2.



Q. Quarzite; W. Werfener Sch.; Rw. Rauchwacken; H. Haselgebirg; Gu. Gutensteiner Kalk; Rk. Riffkalk; Go. Gosau.

versiegte endlich gänzlich, als bald darauf bei 1367 von Süd hinter einer Anhydritplatte eine 60 Sekundenliter liefernde Kluft aufgefahren worden war. So bemerkenswert dieses Zusammentreffen auch sein mag, darf doch nicht außer acht gelassen werden, daß früher auch in dem Nordstollen großer Wasserandrang geherrscht hatte, und zwar gerade von der Westseite aus der Richtung jener Quellenregion des Schreyenden Baches, daß ferner gerade um jene Zeit eine überaus trockene Periode herrschte, in welcher auch viele andere Quellen versiegten, und daß endlich späterhin, als sich wieder größere Niederschläge einstellten, der Schreyende Bach neuerdings, wenn auch nicht in der früheren Stärke und Gleichmäßigkeit zu fließen begann.

Schwankungen der Gesteinstemperaturen.

Obschon diese Verhältnisse im Zusammenhange von anderer Seite dargestellt werden sollen, möchte ich mit dem Hinweise auf das mir von Herrn k. k. Bauoberkommissär K. Mayer freundlichst überlassene Graphikon (siehe Fig. 2) auf die Beziehungen der Temperaturkurve zu dem Profile aufmerksam machen. Die letztere erweist sich nämlich überraschenderweise annähernd als Spiegelbild des Profiles, indem der höheren Belastung mit Gesteinsmassen anscheinend die größte Erniedrigung der Gesteinstemperatur entspricht, während umgekehrt unter den Einsattlungen des Terrains eine Erhöhung dieser Temperaturen beobachtet wurde.

Dieses Verhältnis widerspricht sohin scheinbar den bisher vorliegenden diesbezüglichen Erfahrungen. Dasselbe findet jedoch, wie Herr Ingenieur K. Mayer in seinem Berichte treffend bemerkt, eine einfache Erklärung durch die Klüftigkeit der Kalkmassen, welche das Oberflächenwasser, namentlich die Schmelzwässer, aus den höheren Lagen des Gebirges rasch in die Tiefe dringen lassen und eine entsprechende Abkühlung bewirken. Ja es wurden einmal unter den großen Kalkmassen, das heißt unter einer Überlagerung mit vielen hundert Metern, in einer wasserführenden Spalte unzweifelhafte Wurzelfasern angetroffen, welche jedenfalls auf sehr komplizierten Wegen durch offene Spalten in diese Tiefen gelangt waren.

Stratigraphische und tektonische Hauptergebnisse der Tunnelierung des Bosruckmassives.

Die durch den Bosrucktunnel geschaffenen Aufschlüsse der Schichtfolge und des Verlaufes sowie der Neigung einzelner Störungen sind mehrfach geeignet, einige Anhaltspunkte für die Gliederung und Faziesverteilung der alpinen Trias zu liefern und mit Bezug auf die Tektonik jenes Terrains dessen Beziehungen zu dem Bruchnetz der Nordkalkalpen aufzuklären.

Was den ersten Punkt anbelangt, wäre zunächst auf die Frage der Stellung des Haselgebirges innerhalb der Werfener Schichten hinzuweisen. Diesbezüglich zeigte sich, daß die Hauptentwicklung der Anhydrit, Gips und Steinsalz führenden, teils brecciösen, teils rein tonigen und dann zumeist einzelne kugelige Gerölle einschließenden Massen, welche unter jenem Namen zusammengefaßt zu werden pflegen, in den oberen Werfener Schiefern gelegen ist. Die Hauptmasse des Haselgebirges lagert hier zwischen einem mittleren Kalk- und Rauchwackenbank im Liegenden und dem aus bunten Schiefern und rötlichem Oolithkalk bestehenden jüngsten Niveau des Werfener Schiefers im Hangenden. Da jedoch lagen- und linsenförmige Einschaltungen von Gips oder Anhydrit sich bereits in tieferen Abteilungen jener Serie, nämlich in den plattigen, weißgrünen, quarzitischen Sandsteinen, einstellen, so darf angenommen werden, daß die Bedingungen zum Absatz der Salinarbildungen auch schon früher mehrfach gegeben waren. Gleichwie die erwähnten an der Basis des Haselgebirges durchziehenden Kalke und Rauchwacken in dem großen Tunnelprofile gewissermaßen das Vorkommen der darüber folgenden Anhydritmassen einleiten, worauf dann erst das eigentliche Haselgebirge sich anreiht, so konnte auch im Detail die Reihenfolge von: 1. Werfener Schiefer, 2. Carbonaten, 3. Sulfaten, 4. Salzton und Gipsmergel wiederholt beobachtet und daraus der Schluß abgeleitet werden, daß auch hier die Eindampfung eines abgeschnürten Meeresbeckens die Veranlassung zum Absatz jener Salinarbildungen gegeben haben dürfte, wie dies im allgemeinen von C. Ochsenius[1] ausgeführt wurde.

---

[1] C. Ochsenius, Bedeutung des orographischen Elementes »Barre« in Hinsicht auf Bildungen und Veränderungen von Lagerstätten und Gesteinen. Zeitschr. für prakt. Geologie, Berlin 1893, p. 189.

Das Auftreten brennbarer leichter Kohlenwasserstoffe der Methangruppe im Haselgebirge und zwar vorwiegend an solchen Stellen, woselbst auch Steinsalzadern und -linsen konstatiert werden konnten, zählt zu den bemerkenswerten Erfahrungen, welche anläßlich dieser Tunnelierung gemacht wurden. Es bleibt jedoch dahingestellt, ob die bedeutenden Sumpfgasexhalationen im Bereiche des schwarzen graphitischen Gutensteiner Dolomites ebenfalls ursprünglich aus dem darunter wohl sicher vorhandenen Haselgebirge stammen oder ob dieselben als unter Wasserabschluß gebildete Entgasungsprodukte ursprünglich bituminöser Dolomite anzusehen sind. Der Umstand, daß auch in den dichten Salztonmassen kleine lokale Gasherde nachgewiesen wurden, die unmöglich aus den schwarzen Dolomiten stammen konnten, spricht eher für die Entstehung jener Methangase infolge von Prozessen, welche mit der Genesis der Salztone oder deren Veränderungen zusammenhingen.

Wie schon eingangs (p. 4) hervorgehoben wurde, boten weder die anläßlich der Tagesbegehung angestellten noch die während der Tunnelierung gesammelten Beobachtungen entscheidende Anhaltspunkte in der Frage nach einer eventuellen Vertretung des Perm in der unteren Abteilung der »Werfener Schichten« dieses Terrains.

Wenn es auch zweifellos ist, daß die »Werfener Schichten« des Ennstales durch ein (im Bosruckgebiet lokal mehrfach gefaltetes) Zwischenstockwerk von dunklen Kalken und Rauchwacken in zwei Abteilungen geschieden werden, und wenn auch in dem tieferen Teile der Serie gewisse dunkelgrüne quarzitische Sandsteine dominieren, welche in der oberen Stufe kaum vertreten sind, so weisen doch stets wiederkehrende Wechsellagerungen plattiger, licht graugrüner, quarzitischer und dolomitischer Sandsteine mit typischen roten, gelben, violetten und grünen, schuppigen, glimmerreichen Schiefern auf eine engere Zusammengehörigkeit beider Stufen hin.

Insolange keine paläontologischen Beweise etwa für das Auftreten von Äquivalenten der südalpinen Bellerophonkalkstufe vorliegen, wird es sich empfehlen, diese gesamte Schichtreihe als einheitlich, und zwar als Vertretung der skythischen Stufe anzusehen.

Wie die Gliederung der über dem Werfener Schiefer folgenden großen Dolomit- und Kalkmassen erkennen läßt, weist das Bosruckmassiv die am Südrande der Nordkalkalpen häufig wiederkehrende einfache Entwicklung auf, in welcher das Niveau der Raibler Schichten nicht durch mergelig-schiefrige oder sandige Detritusbildungen vertreten ist, so daß eine sichere Scheidung der mitteltriadischen von den obertriadischen Kalkmassen undurchführbar wird. Über den dunklen, zumeist in Form von dünnbankigen, nach oben hin dickschichtig werdenden dolomitischen Gesteinen, welche die anisische Stufe vertreten und als Gutensteiner oder Reichenhaller Kalk und Dolomit bezeichnet werden können, folgt an einzelnen Stellen ein wenige Meter mächtiges Band von knolligen, kieselreichen, Hornstein führenden, roten und grünen, dünnplattigen Kalken mit *Spirigera trigonella* und anderen anisischen Brachiopodentypen (siehe p. 11), eine Gesteinsausbildung, die teils an die bunten Draxlehner Kalke des Inntals, teils an den Reiflinger Kalk erinnert. Darüber nun bauen sich in einer viele hundert Meter erreichenden Mächtigkeit fast schichtungslose, graue Korallenkalke auf, in welchen außer unbestimmbaren Halobien und spärlichen Crinoiden- und Diploporenresten in der dem Bosruck östlich benachbarten dunkelgrauen Kalkmasse des Karleck auch kleine Megalodontendurchschnitte beobachtet wurden. A. Bittner stellt diese Gipfelkalke des Bosruckmassives zu den die Hauptdolomitstufe repräsentierenden Salzburger Hochgebirgskorallenkalken, welche in ähnlicher Position am Innenrand der Kalkalpen, am Hochkönig, Tennengebirge und Dachstein, dann weiter östlich im Hochschwabgebiete sowie endlich auf der Raxalpe und am Schneeberge große Gebirgsstöcke zusammensetzen. Als spezielles Ergebnis der Tunnelaufschlüsse kann diesbezüglich der Nachweis des Fehlens mergelig-schiefriger Äquivalente der Raibler Schichten insoferne hervorgehoben werden, als unter Umständen obertags durch Schutthalden oder Verstürzungen eine Maskierung jenes Niveaus vorgelegen sein konnte.

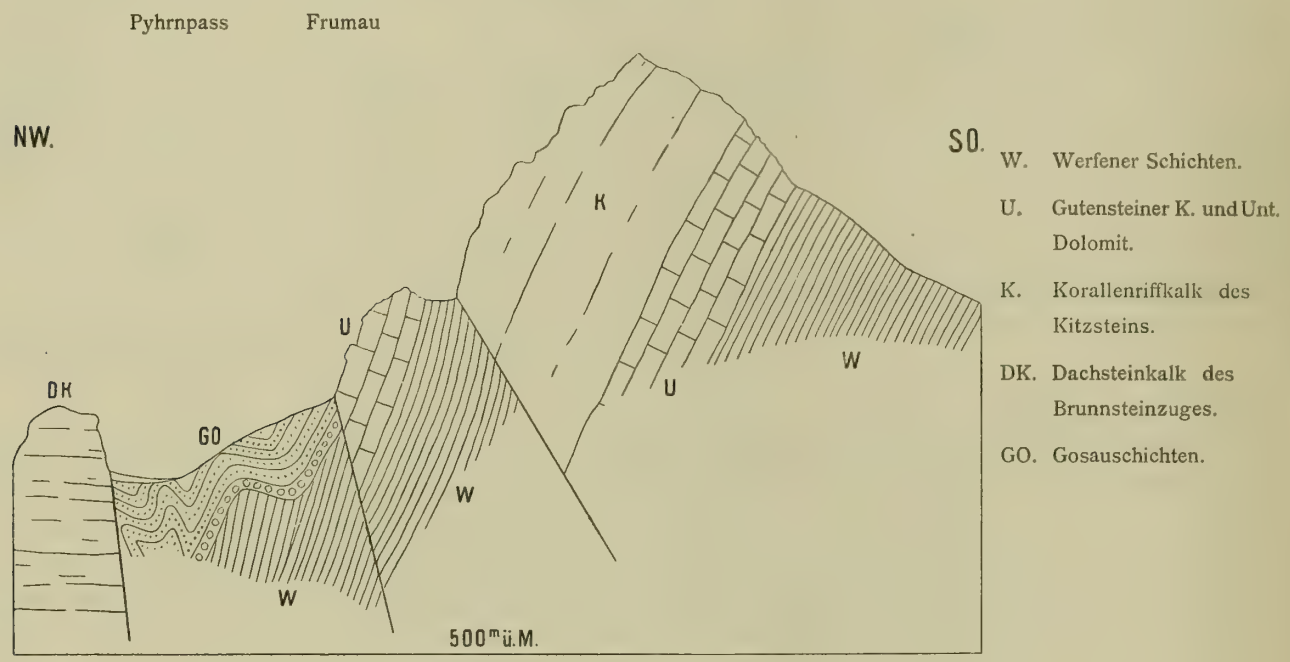
Hinsichtlich der nächst dem Nordportal durchfahrenen Gosauschichten darf deren Zusammensetzung aus groben Breccien mit autochthonem Blockmaterial als eine weitere Bestätigung des überall nachweisbaren lokalen Charakters jener Buchtenbildung angesehen werden.

Endlich mag hier noch an den Nachweis eines alten, durch eine Grundmoräne verlegten Grabenastes erinnert werden, welcher auf der Südseite in einer Entfernung von etwa 300 *m* hinter dem Tunnelportale aufgefahren wurde.

Unter den durch jenen großen künstlichen Aufschluß unserer Beobachtung zugänglich gemachten tektonischen Momenten fällt zunächst die Steilheit der durchfahrenen Störungsflächen auf. Sowohl die aus der Kombination der obertägigen Beobachtungen mit den Wahrnehmungen im Richtstollen ermittelten Verwürfe als auch weitaus die meisten vom Tunnel verquerten Kluftflächen setzen steil zur Tiefe nieder, wodurch auch einzig und allein das unvermutet tiefe Einsacken der Kalksynklinale innerhalb der umgebenden Schiefer seine Erklärung findet.

So sehen wir sowohl die bei 200 *m* (Nordseite) einen schmalen Dolomitkeil abschneidende Verwerfung als auch den großen, das Gipfelmassiv bei 1165 nördlich gegen das Haselgebirge abschneidenden

Fig. 3.



Bruch unter Winkeln von 60 bis 70° nach Süden in die Tiefe tauchen und so zeigen sich auch die vielen treppenförmigen Absitzer, aus denen sich die große Breite der Kalksynklinale im Niveau des Tunnels ergibt als staffelförmige wiederholte Verschiebungen an steil südlich fallenden Verschubflächen.

Als Gesamtwirkung aller dieser Dislokationen entlang südwärts neigender Verwürfe zeigt sich ein tiefes und breites Einsinken der Gipfelkalkmassen in den vermöge lokal mächtiger Haselgebirgseinschlüsse hier besonders plastischen Werfener Schichten. Daß diese letzteren gerade in der Gegend südlich des Bosruck in besonders hohem Maße der Faltenpressung ausgesetzt waren, beweist nicht bloß ihre hier aller Wahrscheinlichkeit nach auf Wiederholungen basierende, abnorme Mächtigkeit, sondern auch die an einem mittleren Rauchwackenlager ersichtlich werdende, mehrfache Zusammenfaltung jener ganzen Schichtserie.

Wie schon eingangs bemerkt worden ist, markiert der zwischen dem schroffen Bosruckkamm und dem Dachsteinkalkplateau des Totengebirges tief eingesenkte Pyhrnpaß (945 *m*) in tektonischer Hinsicht eine Stelle, woselbst eine Anzahl jene Senke durchschneidender Störungen bündelförmig aneinander gedrängt wird. Während sich die durch Längsbrüche zerspaltene und verschobene Gipfelsynklinale des Bosruck steil gegen die Paßhöhe neigt, lagern jenseits der letzteren die Dachsteinkalke des Totengebirges in der Wand des Brunnsteinzuges fast völlig horizontal. Zwischen diesen beiden großen Massen schiebt sich dann als schmale Zone jene vom Hauptmassiv des Bosruck nördlich abgesunkene Scholle ein, welche

unter der großen Nordwand des Berges als niederer Wandgürtel von der Mausmayr- zur Frumaualpe hinzieht und von hier über einige niedere Kuppen gegen den Pyrhnpaß und den Hintersteinerbach absinkt.

Durch diese mittlere Kalkscholle wird die Haupteinsenkung des Pyhrnpasses in zwei Depressionen oder Sattelreihen gegliedert. Die südliche Vertiefung entspricht den gipsführenden, oberen Werfener-Schichten der Frumaualpe, welche sich auf einer schmalen leistenförmigen Terrasse über die Mausmayralpe bis in das Schiefergebiet des oberen Fallbaches fortsetzen.

Die nördliche Einsenkung bildet den eigentlichen Paß Pyhrn, wo jedoch die Werfener Schiefer durch Gosauschichten verhüllt werden. Diese letzteren ziehen nämlich vom Teichltale bei Spital bis nahe an den Paß herauf und maskieren dort den Kontakt jener mittleren Triasscholle mit dem Dachsteinkalk des Brunnsteines. Erst dort, wo der Hintersteinerbach den letzteren durchbricht, tritt der schwarze Gutensteiner Kalk der Zwischenscholle unmittelbar an den Dachsteinkalk heran und weiter westlich unter dem Rabensteinkogel tauchen nach den Aufnahmen von E. v. Mojsisovics sogar auch noch die Werfener Schiefer am Bruchrande empor.

Wie die Tunnelaufschlüsse hinter Stollenmeter 200 der Spitaler Seite beweisen, müssen die Werfener Schichten samt ihrem Haselgebirge unterhalb der bis gegen den Paß empor aufgeschlossenen Gosauschichten durchstreichen und sich in der Tiefe mit dem erwähnten Zuge am Fuße des Rabensteines vereinigen, ebenso wie der Gutensteiner Kalk der Zwischenscholle schon oberflächlich zusammenhängend aus dem Teichltal in das Ennsgebiet hinüberstreicht. Die Sprunghöhe der Verwerfung ist aber schon so groß, daß die Werfener Schichten auf der Paßhöhe nicht mehr an die Oberfläche reichen können; dieselben bleiben sohin dort eine Strecke weit unter dem dunklen Kalk der Zwischenscholle verborgen.

Die Gosauschichten, welche als Hangendbildung auch der Erosion am meisten ausgesetzt waren, dürften auf der aufschlußlosen und durch Trümmerhalden verhüllten Paßhöhe selbst durch Abtragung eine Unterbrechung erlitten haben. In erheblicher Breite setzen sie jedoch weiter westlich auf dem Plateau des Liezener Eck am Fuße der schroffen Angerhöhe wieder ein und senken sich dann gegen das kurze Weißenbachtal hinab.

Die detaillierten Aufnahmen von E. v. Mojsisovics auf der Ennstaler Seite und von A. Bittner im Spitaler Abschnitt setzen uns in die Lage, diesen Zug von Gosauschichten auf eine längere Strecke zu verfolgen. Derselbe beginnt westlich in der Gegend zwischen Klachau und Untergrimming am Fuße des Grimming und streicht, vielfach von aufragenden Riffkalkklippen unterbrochen, in einer Breite von mehreren Kilometern bis gegen den Pyhrnpaß, um dann jenseits des letzteren wesentlich verschmälert in den oberen Teil des Teichltales und bis auf die Nordflanke des Pyrgas fortzusetzen. Auf diese Art streicht die Gosau aus dem Ennstale, das heißt also vom Rande der alpinen Zentralzone her, über den Paß Pyhrn in das obere Laussatal hinüber und bildet so eine Brücke zu jenem großen Verbreitungsstrich obercretacischer Buchtenbildungen, welcher, durch zahlreiche isolierte Vorkommnisse bezeichnet, aus dem Windischgarstener Becken durch die Oberlaussa über die Admonter Höhe und den Schwarzsattel bis in das große Gosaubecken von Landl und Gams reicht.

Die Tatsache, daß diese vielfach nur durch Erosion unterbrochenen Gosauzüge meist uralte Depressionen auffüllen, deren Entstehung in unzweideutiger Art auf vorcretacische Störungen mit Aufbrüchen von Werfener Schichten zurückzuführen ist, zählt zu den frühen Errungenschaften unserer Alpengeologie. Zu jenen Störungen gehören nun auch die den Paß Pyhrn durchschneidenden Brüche, welche weithin nach Südwesten und Nordosten verfolgt werden können. Nach Südwesten und dann fast genau nach Westen streicht der am Fuße der Brunnsteinwand verlaufende Hauptbruch, wie die Detailaufnahme von E. v. Mojsisovics erkennen läßt, zunächst entlang dem Südfuß der Dachsteinkalktafel des Totengebirges, dann aber nördlich von Mitterndorf vorbei gegen die Teltschenalpe und in das Becken von Aussee. Wiederholt markieren auf dieser Strecke am Rande des Dachsteinkalkes zutage schauende schmale Aufbrüche von gipsführenden Werfener Schiefern diese bis in das Salzkammergut nachweisbare Störung.

Gegen Nordosten aber schneidet dieselbe, immer durch Aufbrüche von Werfener Schiefer und einzelne Gosauvorkommnisse markiert, am Nordabhang der Hallermauern ein, schart sich in der Oberlaussa

mit der aus Westnordwest heranstreichenden Windischgarstener Linie, übersetzt die Admonter Höhe und mündet bei Landl in das Gosaubecken von Gams ein. Wie aus A. Bittner's Arbeiten bekannt ist, befinden wir uns hier bereits an jener über Gußwerk—Mariazell bis Puchberg am Schneeberg, das heißt bis an den Ostrand der Kalkalpen, verfolgbaren wichtigen Störungszone, welche dadurch charakterisiert wird, daß die sie begrenzenden Kalkschollen gegen einander, nämlich gegen die Störung einfallen, das heißt daß die nördlich angrenzende Kalkregion südliches Einfallen aufweist, während die südlich der Störung liegenden Kalkalpen nach Norden neigende Schichten zeigen.

Der Bau des Windischgarstener Beckens, dessen meist mit Gosauresten verkleideter Untergrund wieder von gipsführenden Werfener Schichten gebildet wird, während die beiden Talwände im Süden und im Norden eine gegen das Becken geneigte Schichtung aufweisen, läßt uns in dem gegen Westnordwest gerichteten Ast jener Scharung ohneweiters die eigentliche Fortsetzung der Puchberg-Mariazeller Störungszone erkennen.

In dieser Störung kommt wieder der im Ennsdurchbruch am weitesten nach Süden reichende bogenförmige Verlauf der Werfener Schichten zum Ausdruck, welchen schon F. v. Hauer mit der Südspitze der böhmischen Masse in Beziehung brachte.

Innerhalb des stumpfen Bogenscheitels der Störungszone Windischgarsten—Puchberg bei Lainbach (Hieflau Nord) steckt aber noch ein zweiter innerer Scheitel konvergierender Bruchlinien, deren weit kürzere und engere Wendung sich ennsabwärts bei Altenmarkt vollzieht. Hier treffen nämlich die von Norden, also dem mittleren Ennslauf annähernd parallelen Falten und Frakturen des Almkogels mit den gegen Lunz, also nordöstlich streichenden Falten der Voralpe und mit einer zweiten großen Aufbruchszone von Werfener Schichten, nämlich der Linie Altenmarkt—Hinterbrühl zusammen. Der Mittellauf der Enns durchschneidet also hier die beiden nach Süden konvexen Verbindungsbögen der garbenförmig auseinander laufenden, einerseits nach Westen, Nordwest und Nord, anderseits nach Nordost und Ost ausstrahlenden Streichungsrichtungen der Schichtzüge.

Und diese Erscheinung wiederholt sich ein drittes Mal weiter nördlich hart an der Flyschgrenze bei Großraming, wo abermals an einem Wirbelpunkte nordwestlich und nordöstlich streichende Falten ineinander laufen. Diesem weit nach Norden vorgeschobenen Scheitelpunkt divergierender Streichungsrichtungen vorgelagert taucht im Pechgraben jene durch das Buch-Denkmal ausgezeichnete Klippe von rotem hercynischem Granit mitten aus dem umhüllenden Liassandstein empor, welche von dem Verfasser als der letzte südliche Zeuge der böhmischen Masse aufgefaßt wurde[1] und deren Position im Verhältnis zu der eben geschilderten, durch die ganze Breite der Kalkalpen nachweislichen Beugung im Streichen der Falten und Störungen den Einfluß jenes Untergrundes auf den Zusammenstau der Alpenkette klar erkennen läßt.

Endlich mag hier noch auf die von Dr. O. Abel noch weiter im Norden innerhalb der Flyschzone an genau entsprechender Stelle nachgewiesene Knickung im Streichen der Oberkreide hingewiesen werden, welche höchstwahrscheinlich denselben hemmenden Ursachen ihre Anlage verdankt.

Die den Pyhrnpaß durchsetzende, südlich von Spital am Fuß der Pyrgaswände einschneidende Hauptstörung fällt möglicherweise mit der im Tunnel bei 197 (von Nord) aufgeschlossenen Dislokation zwischen dem dort verquerten, anscheinend am Moltersberg fortsetzenden Dolomitkeil und dem Haselgebirge zusammen.

Dagegen verliert sich die weiter südlich folgende zweite Verwerfung, welche die dem Bosruck nördlich vorgelagerte abgesunkene Kalk- und Dolomitscholle (unterer Dolomit) talwärts begrenzt, in dem gestörten Haselgebirge des Tunnels.

Eine dritte Hauptverwerfung wurde im Tunnel bei 1165 zwischen dem Haselgebirge und dem Kalkmassiv des Bosruck durchfahren; dieselbe trennt die abgesunkene Zwischenscholle vom Hauptstock des

---

[1] G. Geyer, Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1904, p. 364, ferner Verh. 1905, p. 99.

Gebirges. Sie setzt sich nach Nordosten auf den Südabsturz der Hallermauern fort und bedingt dort die auf halber Bergeshöhe durchziehenden Aufbrüche von Werfener Schichten bei der Liebl-, Koch- und Griesweberalpe. Im Nordabfall des Bosrucks entspricht ihr die schmale Terrasse von Werfener Schiefer zwischen der Mausmayr und der Frumaualpe.

Ihre weitere Verfolgung nach Südwesten über die plateauförmigen Vorstufen des Liezener Ecks wird durch die daselbst mächtig entwickelten, den alten Untergrund verhüllenden Gosauschichten erschwert. Es läßt sich daher auch nicht feststellen, wie die Störung bei Klachau, gegen welche sich die große Flexur des Grimming hinabneigt, mit jenen Pyhrnbrüchen zusammenhängt.

Dagegen ergibt sich aus dem geologischen Kartenbilde nach den Aufnahmen von E. v. Mojsisovics, daß die beiden Hauptstörungen im Mitterndorfer Becken des Salzkammergutes gegen den Pyhrn konvergieren und, bündelförmig genähert, den Paß übersetzen, um dann jenseits des letzteren im Windischgarstener Tal an die große Störungszone Landl, Gußwerk—Mariazell, Puchberg anzuschließen.

Eines der wesentlichsten, die Tektonik dieses Gebirges betreffenden Ergebnisse der Tunnelierung bildet der Nachweis, daß die Kalkmasse des Bosruck im Tunnelniveau auf einer Strecke von fast 1200 *m* durchfahren wurde, obschon die Gipfelsynklinale, nach den Tagesaufschlüssen beurteilt, kaum tief unter das Sohlenniveau untertauchen konnte. Diese Erscheinung ist nur durch wiederholte treppenförmige Verwürfe an steil südlich geneigten Klüften zu erklären, längs deren gegen das Innere des Berges hin ein immer tieferes staffelförmiges Einsinken der Gesteinsmassen erfolgt sein muß.

Entlang jener Längsverwerfungen sank die vielfach zerspaltene Gipfelsynklinale des Bosruck in den großenteils aus mächtigen Massen von plastischem Haselgebirgston bestehenden Werfener Schichten ein, welche im Süden mehrfach in Falten gelegt wurden, während im Norden durch das ausgedehnte flach gelagerte Massiv des Totengebirges ein stauendes Hindernis erwuchs, an welches die Kalk- und Dolomitscholle des Bosruck angepreßt werden mußte. In der Tat sehen wir die letztere steil aufgerichtet scheinbar unter die mächtige Kalktafel des Totengebirges hinabtauchen (Fig. 3), während in den benachbarten Haller Mauern, denen kein ähnliches Massiv im Norden gegenüberstand, ein weit flacheres nördliches Einfallen gegen die Störungszone von Windischgarsten zu beobachten ist.

Der Aufbau des Bosruck und sein Verhältnis zu den benachbarten Haller Mauern sowie zu dem gegenüberliegenden Totengebirge zeigt uns in erster Linie den lokalen Einfluß jener mächtigen Einschlüsse von beweglichen Haselgebirgsmassen innerhalb der liegenden Werfener Schichten, durche welche unberechenbare tektonische Komplikationen hervorgerufen und Verhältnisse geschaffen wurden, welche aus rein oberflächlichen Beobachtungen schwerlich erschlossen werden können. Er zeigt uns aber auch die Abhängigkeit des Baues schmaler, durch Verwürfe in Streifen zerlegter Schollen von großen, flach gelagerten, tafelförmigen Massen, an denen die Faltung starre Hindernisse findet. Speziell die Tunnelaufschließungen gaben ein Bild großer scheinbarer Mächtigkeitsschwankungen der Kalkmassen infolge von wiederholten treppenförmigen Verschiebungen und ein Bild der Vervielfachung der Mächtigkeit nachgiebiger Schiefergesteine durch mehrfache Zusammenfaltung.

Es ist endlich ein wesentliches Ergebnis auch dieser Tunnelierung, daß sich die Neigungswinkel der konstatierten Verwurfsflächen fast durchaus als sehr steil erwiesen haben, woraus unmittelbar auf das Vorwalten von Bewegungen im vertikalen Sinne gegenüber den horizontalen Verschiebungen geschlossen werden kann.

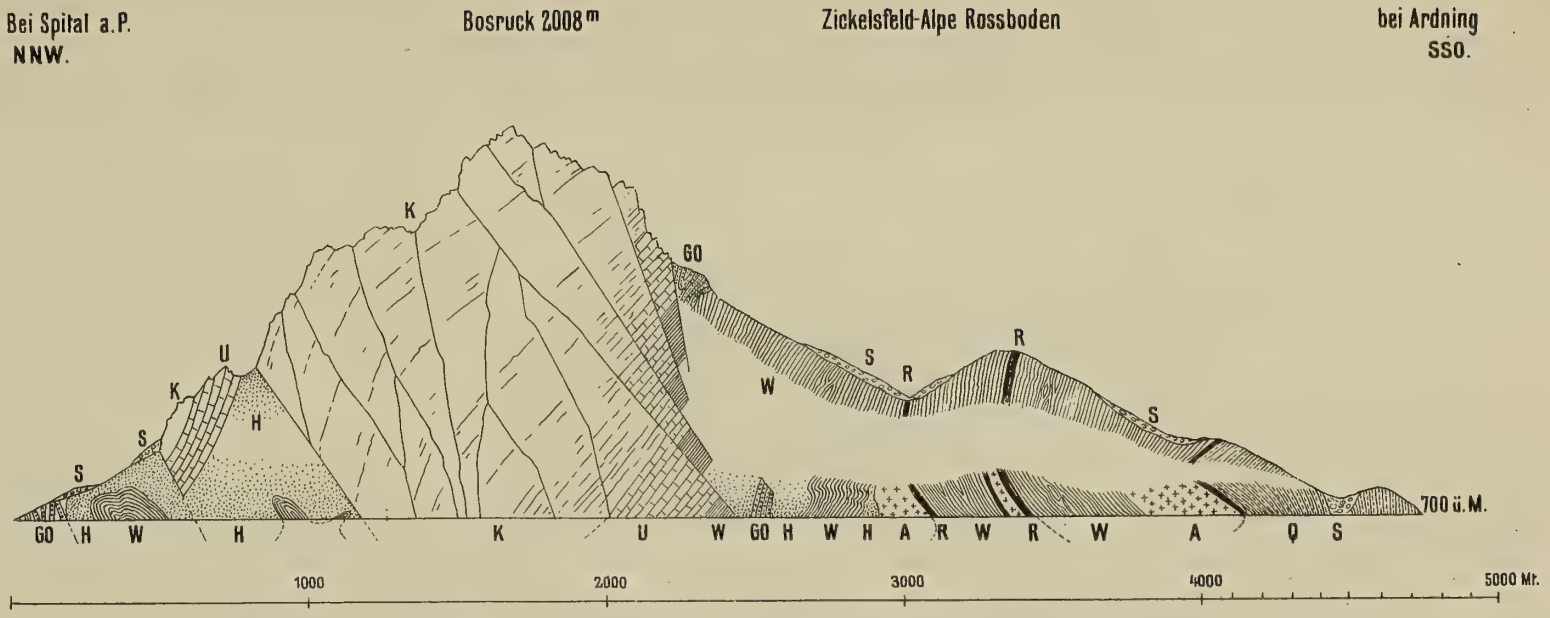
Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1
Die Schichtfolge 2
Silurische Tonschiefer und Grauwacken 2
Konglomerate und Flaserbreccien des Salberges 3
Werfener Schichten mit Haselgebirge 4
Gutensteiner Kalk und Unterer Dolomit 10
Bunte knollige Hornsteinkalke 11
Obertriadischer Riffkalk (Hochgebirgskorallenkalk) 12
Gosauschichten 14
Glacialschotter und Moränen 16
Die Aufschlüsse im Tunnelprofile 17
α) Die Nordseite 17
1. Gosauschichten der Nordseite 17
2. Faltenrest von Triasdolomit 18
3. Werfener Schiefer und Haselgebirge der Nordseite 18
4. Kalke und Dolomite der Bosrucksynklinale 20
β) Die Südseite 22
1. Werfener Schichten und Haselgebirge der Südseite 22
a) Plattige quarzitische Sandsteine 22
b) Rauchwackenlager 23
c) Haselgebirge der Südseite 25
d) Enklave von buntem Breccienkalk 25
2. Gutensteiner Dolomit der Südseite 26
Die Beziehungen der obertägigen Aufschlüsse zum Tunnelprofile 27
Die geologische Prognose 30
Wasserführung 32
Schwankungen der Gesteinstemperaturen 34
Stratigraphische und tektonische Hauptergebnisse 34

Tafel I.

Querprofil des Bosruckkammes entlang der Tunnelaxe.



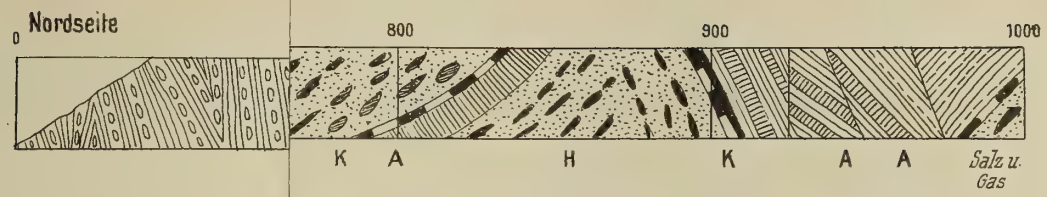
Maasstab 1:25000.
Höhe = Länge

Autor del.

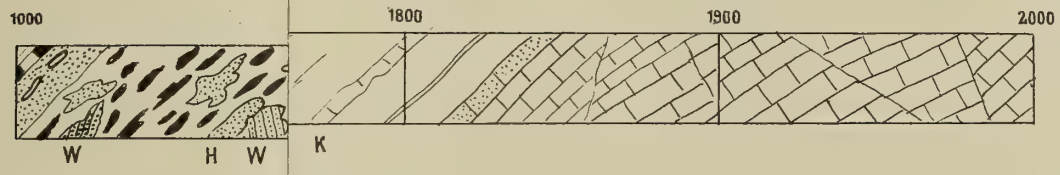
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Tafel II.

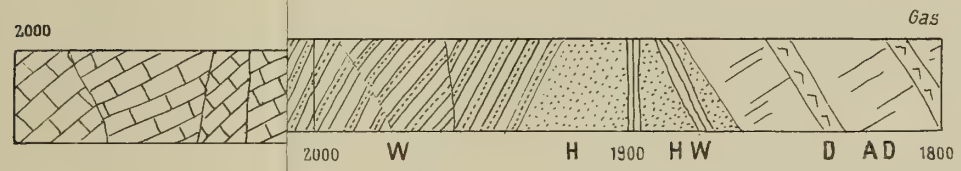
Schemastische Darstellung der Tunnelaufschliessungen.



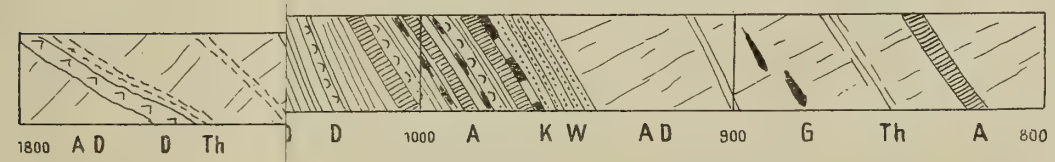
Gosauconglomerate | Kalk | Anhydrit | Haselgebirge | Kalk | Werfener Schiefer mit Anhydritlagen



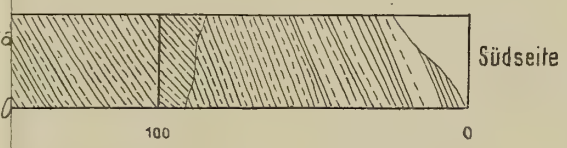
Anhydrit im Haselgeb. u | Kalke | Schwärzliche dolomit. Kalke



Schwarze | Schiefer Haselg. | Gemenge von



Anhydrit und Do | im Dolomit u Anhydrit | Gemenge von



Höhe schematisch, ca

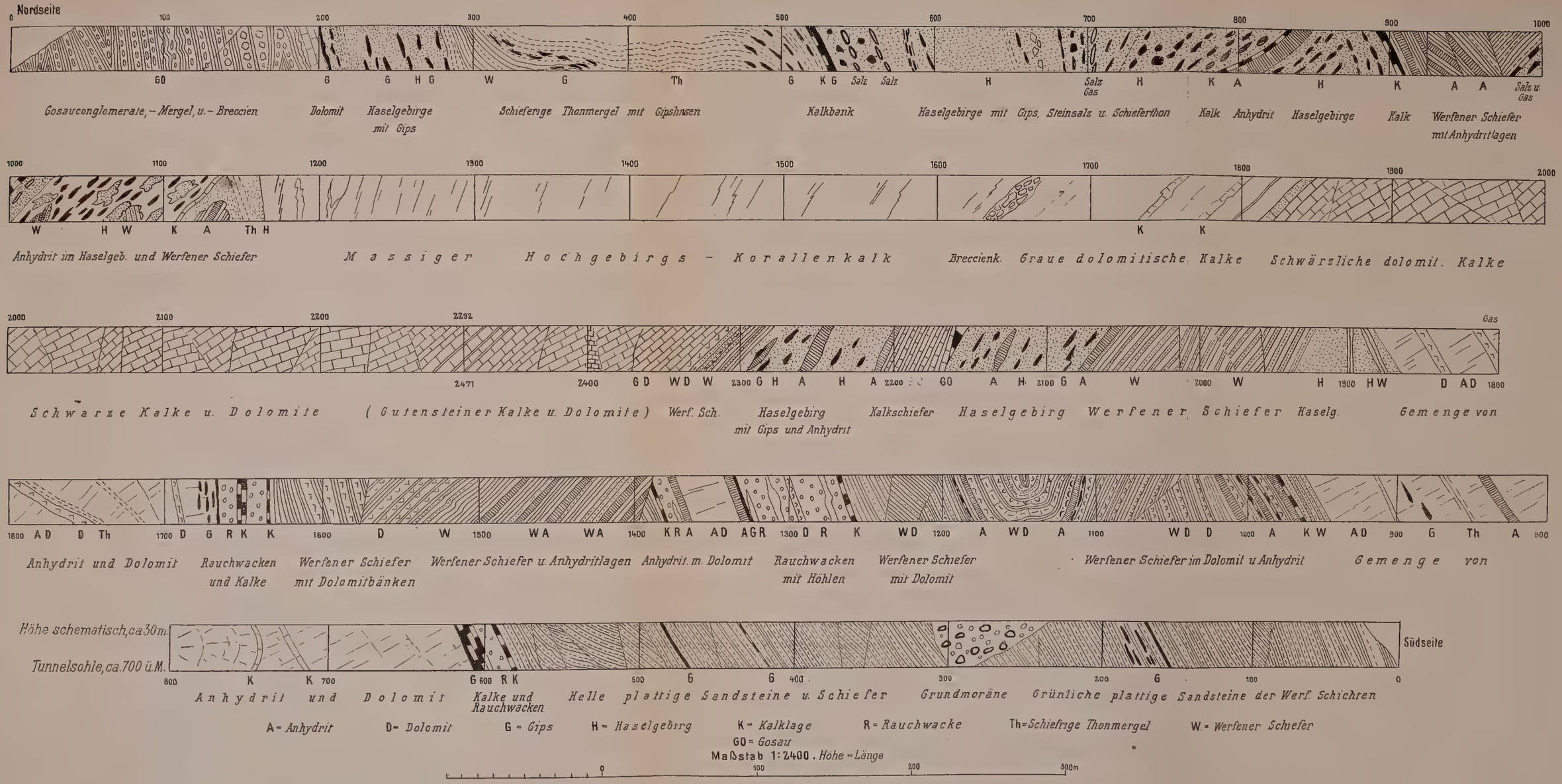
Tunnelsohle, ca. 700

andsteine der Werf. Schichten

W. = Werfener Schiefer

Autor del.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

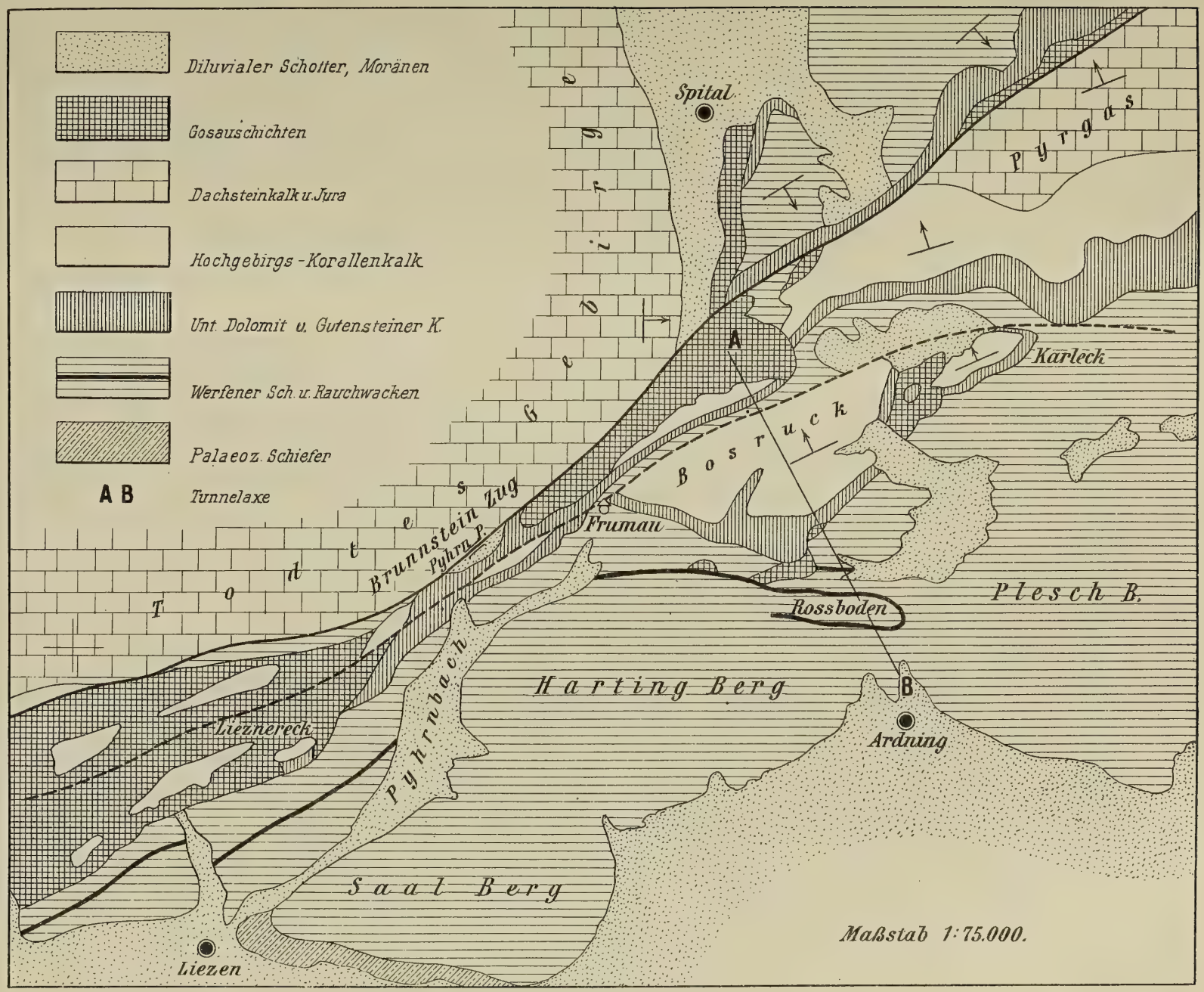


Autgr. del.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Tafel III.

Geologische Kartenskizze des Bosrucks und seiner nächsten Umgebung.



Autor del. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

GEOLOGIE DES WOCHEINER TUNNELS

UND DER

SÜDLICHEN ANSCHLUSSLINIE

VON

DR. FRANZ KOSSMAT.

Mit 7 Tafeln, 1 geologischen Karte und 15 Textfiguren.

MIT EINEM BEITRAGE VON ING. MAX V. KLODIČ: ÜBER DIE WASSER- UND TEMPERATURVERHÄLTNISSE DES TUNNELS.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 11. JULI 1907.

Einleitung.

Der 6334 *m* lange Wocheiner Tunnel durchquert den Gebirgskamm zwischen dem Tale der Wocheiner Save bei Feistritz und dem Bačagraben bei Podbrdo, stellt also in der neuen Staatsbahnlinie nach Triest die Verbindung zwischen Krain und Küstenland her.

Die Arbeiten wurden auf der Nordseite am 5. November 1900, auf der Südseite am 25. Oktober desselben Jahres mit der Auffahrung des Sohlstollens begonnen, am 20. Mai 1904 erfolgte der Durchschlag bei 3541 *m* von Nord, im Jahre 1905 die Fertigstellung; am 19. Juli 1906 wurde die Linie Aßling—Triest dem Verkehre übergeben.

Die ersten geologischen Voruntersuchungen für den Wocheiner Tunnel und die anschließenden Teile der Bahnstrecke wurden 1894 von Bergrat F. Teller durchgeführt, und zwar aus Anlaß der technischen Rekognoszierungen für das Generalprojekt der zweiten Eisenbahnverbindung mit Triest.

Die zweite Begutachtung erfolgte 1899 durch Prof. Dr. G. A. Koch, als das Detailprojekt der zur Ausführung bestimmten »Wocheiner Linie« ausgearbeitet wurde.

Im Winter 1901 wurde zwischen der kaiserl. Akademie der Wissenschaften und der k. k. Eisenbahnbaudirektion eine Vereinbarung getroffen zum Zwecke der Feststellung und Veröffentlichung der Aufschlüsse, welche beim Baue der großen Alpentunnels zu gewärtigen waren. Weil die Trasse des Wocheiner Tunnels mit Ausnahme des kleineren und geologisch einfachen nördlichsten Abschnittes in das Blatt Bischoflack—Ober-Idria (Z. 21, Kol. X der Generalstabskarte 1 : 75.000) fällt, dessen Aufnahme ich bereits

im Jahre 1899 begonnen hatte, wurde mir auf Vorschlag der Direktion der geologischen Reichsanstalt die Aufgabe übertragen, die geologische Bearbeitung der Aufschlußergebnisse durchzuführen. Mit den fortlaufenden geologischen und physikalischen Detailbeobachtungen, welche entsprechend einer auch für die anderen Tunnels ausgearbeiteten Instruktion durchgeführt werden sollten, wurde von Seite der k. k. Baudirektion je ein Ingenieur der Bauleitungen Feistritz und Podbrdo betraut.

Ich nahm meine Tunnelbefahrungen zu folgenden Zeiten vor:

Nordseite:	Südseite:
I. 17. Dezember 1901	I. 19. Dezember 1901
II. 17. Juli 1902	II. 25. Juli 1902
III. 5. Mai 1903	III. 7. Mai 1903
IV. 1. September 1903	IV. 8. August 1903
V. 11. Februar 1904	V. 13. Februar 1904.
Nach dem Durchschlage des Sohlstollens:	
VI. 21. Mai 1904	VI. 21. Mai 1904
VII. 4. August 1904	VII. 4. August 1904.

Ich teilte meine Befahrungen[1] derart ein, daß mir kein Abschnitt des Sohlstollens für die Beobachtung entging, und war demnach in der Lage, alle für die geologische Beschreibung des Tunnelprofils wichtigen Erscheinungen persönlich zu studieren.

Im Sommer 1902, nach der zweiten Befahrung, stellte ich auf Grund der obertägigen Beobachtungen und des damaligen Standes der Tunnelaufschlüsse ein geologisches Profil 1 : 10.000 her, welches bei den Bauleitungen deponiert wurde und hauptsächlich die Aufgabe hatte, eine Charakteristik der einzelnen Formationsstufen zu geben. Die Begehungen der Nachbarschaft des Tunnels führte ich teils im Anschlusse an die Tunnelbesuche, teils — und zwar hauptsächlich — in Verbindung mit meinen normalen Kartierungsarbeiten durch.

Von Seite der Ingenieure der k. k. Bauleitungen wurden die geologischen Arbeiten in jeder Weise gefördert. Die mit den Spezialstudien betrauten Herren beschränkten sich nicht darauf, ihre Beobachtungen über Gesteinsart, Schichtung, Klüftung etc. in Tabellenform niederzulegen, sondern sie arbeiteten ein zusammenhängendes Detailprofil aus, welches für die Tertiärstrecke im Maßstabe 1 : 500, für die übrigen Abschnitte 1 : 250 gehalten (Gesamtlänge 22·78 *m*) und mit entsprechenden Erklärungen versehen wurde. Die Gesteinsbezeichnungen, die Deutungen der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse, ferner die Benennungen von Fossilien wurden in Einklang mit den Resultaten meiner Untersuchungen gehalten.

Einen besonders hervorragenden Anteil an der Untersuchung des Tunnels nahm Herr Ingenieur Max von Klodič, welcher das Detailprofil vom Nordportal bis über *m* 4300 N = 2034 S (beinahe 800 *m* über die Durchschlagstelle hinaus) auf Grundlage der Aufschlüsse im Sohl- und Firststollen, an wichtigen Stellen mit Ergänzungen während des Vollausbruches aufnahm und mit großer Vollendung zeichnete.

Derselbe nahm in der betreffenden Strecke auch die Temperaturbeobachtungen und einen großen Teil der Wassermessungen vor, über welchen Gegenstand ein besonderer Beitrag von ihm auf p. 47—52 [87—92] dieser Arbeit veröffentlicht ist.

In der südlichen Tunnelpartie wurde die sehr komplizierte Kreideregion von *m* 0 bis zirka 1300 S durch Herrn Ingenieur Otto Müller, die paläozoische Strecke von zirka *m* 1300—2000 S (= Nordgrenze des paläozoischen Aufbruches) zum größten Teile durch Herrn Ingenieur Richard Mildner, zum kleineren durch Herrn Ingenieur Konrad Wirth im Detail aufgenommen und sehr sorgfältig gezeichnet. Die Übertragung dieser Aufnahmen in das zusammenhängende Profil übernahm Herr von Klodič.

---

[1] Einige vorläufige Mitteilungen erschienen im Anzeiger der mathem.-naturw. Kl. der kais. Akad. d. Wissensch. in Wien.

Da aus diesem Profil auch die technisch-geologische Beschaffenheit der Gesteine sehr deutlich hervorgeht, besitzt es nicht nur in rein wissenschaftlicher, sondern auch in praktischer Beziehung — besonders als Vergleichsobjekt bei künftigen Prognosen — einen großen Wert, welcher die vollständige photographische Wiedergabe als geboten erscheinen ließ.

Eine sehr große Zahl von Belegstücken, und zwar weit über das in der Instruktion vorgezeichnete Maß hinaus wurde bei diesen Untersuchungen gesammelt, so daß mir außer den Proben, welche ich selbst entnahm, ein sehr reiches Material zur Überprüfung der Gesteinsverhältnisse vorlag.

Außer den oben genannten Herren, welche so energisch in die Arbeit eingriffen, bin ich der k. k. Eisenbahnbau-Direktion, den k. k. Bauleitern: Herrn Oberinspektor Anton Fritz und Oberingenieur Karl Pleyer, sowie Herrn Bauunternehmer Conte Giacomo Ceconi für die Förderung der geologischen Untersuchung des Tunnels zu besonderem Danke verpflichtet.

I. Abschnitt.

Geologische Lage des Wocheiner Tunnels.

Durch die tief eingeschnittenen Täler des oberen Isonzo im Westen und der Wocheiner Save im Osten wird von der Hauptgruppe der Julischen Alpen ein Ast abgelöst, dessen Grat vom Triglav, der höchsten Kulmination (2863 *m*) zuerst nach Südwest abzweigt, in einem gewaltigen Bogen die Plateaustufe der »Sieben Seen« oberhalb des Talschlusses der Wocheiner Save umrandet und vom Bogatin (2008 *m*) angefangen allmählich nach Südost und von der Gradica (1964 *m*) nach Ost umbiegt. Die Höhe nimmt nun allmählich weiter ab, in dem ziemlich bekannten Aussichtsberge Črna prst südwestlich von Feistritz erreicht sie nur mehr 1844 *m*, schließlich verliert der Kamm die bisherigen Hochgebirgsformen und geht in das waldige Karstplateau der Jelovca über, welches nur wenig über 1600 *m* emporragt. Vom Triglav angefangen bis nahe zum Westende des Jelovcaplateaus bildet der Grat die Wasserscheide zwischen adriatischem Gebiet und Schwarzem Meer (Isonzo und Save), hier zugleich auch die Grenze zwischen Krain und Küstenland; erst oberhalb von Podbrdo schwenken beide Linien nach Süden ab.

Südlich von der langen Höhenregion Bogatin—Jelovca, einem charakteristischen Kalkalpenzuge, welchen man als den Wocheiner Kamm bezeichnen kann, betritt man ein aus reichem Wechsel sandig-schiefriger und kalkiger, beziehungsweise dolomitischer Gesteine aufgebautes Hügelland, dessen westlicher Teil dem Isonzogebiete angehört, während der östliche durch die Selzacher Zeyer zur Save entwässert wird; der weithin sichtbare Porezen (1632 *m*), zugleich die höchste Erhebung dieser Landschaft, steht an der Grenze beider, gehört aber geologisch noch zum westlichen Abschnitt. Es sind nämlich die beiden Entwässerungsgebiete trotz ihrer orographischen Ähnlichkeit geologisch sehr stark verschieden: im westlichen Teile herrschen mesozoische, und zwar vorwiegend jungmesozoische, im östlichen aber paläozoische Sedimente, welche nur mit einem schmalen Ausläufer ein Stück weit in das Bačatal (Isonzogebiet) eindringen.

Der Wocheiner Tunnel, der in fast nordsüdlicher Linie (N 7° W) Feistritz in der Wochein mit Podbrdo verbindet, quert also eine Region des Zusammentreffens dreier, im geologischen Bilde stark verschiedener Terrainabschnitte, und hierin liegt das wissenschaftliche Hauptinteresse, welches sich an ihn knüpft.

Jedes der drei genannten Gebiete: Die Kalkalpenzone des Wocheinerkammes, das überwiegend paläozoische Hügelland an der Selzacher Zeyer (Sora) und die jungmesozoische Vorgebirgszone des Bačagebietes hat seine stratigraphischen Eigentümlichkeiten, welche sich nicht bloß auf das verschiedene Alter der herrschenden Formationsglieder sondern auch auf mannigfache Abweichungen in der Ausbildung gleichalteriger Gebilde beziehen und daher bei der Besprechung besonders hervorgehoben werden müssen. Selbstverständlich müssen dabei zur Ergänzung des geologischen Bildes auch solche Schichtglieder kurz erwähnt werden, welche im Tunnel selbst nicht angetroffen wurden, aber am Aufbaue seiner unmittelbaren Umgebung beteiligt sind.

In verhältnismäßig geringer Entfernung, etwa 9 *km* vom südlichen Tunnelportal betritt man schon ein neues Strukturgebiet, die Gegend an der Idrica, welche durch ihren Zusammenhang mit den eigentlichen Karstregionen von Interesse ist und durch ihr Hinzutreten die große Mannigfaltigkeit auf engem Raume bedeutend erhöht. Aus diesem Grunde halte ich es zur Erläuterung des Aufbaues der Tunnelregion für geboten, auch die benachbarten Gebiete, vor allem die Umgebung der Bahnlinie von der Südrampe des Wocheiner Tunnels bis zur Station Santa Lucia (an der Mündung der Idrica in den Isonzo) zur Darstellung heranzuziehen.

II. Abschnitt.

Stratigraphie der Umgebung des Wocheiner Tunnels.

Paläozoische Schichtreihe im Gebiete der Selzacher Zeyer.[1]

Die ältesten Ablagerungen südlich der Julischen Alpen bestehen der Hauptmasse nach aus dunklen, glänzenden, von zahlreichen Quarzadern und Linsen durchflochtenen Tonschiefern und damit durch enge Wechsellagerung verbundenen Grauwacken, welche von zahlreichen Tonschieferschmitzenund Brocken durchzogen sind.

Sehr verbreitet sind auch lichte Serizit-Sandsteine und -Phyllite, seltener trifft man Zonen von Diabasgesteinen, welche großenteils in grünliche Chloritschiefer und Mandelsteine übergeführt sind. Es scheint, daß auch die lichten Serizitphyllite zum Teile von Eruptivgesteinen, und zwar Porphyren, abzuleiten sind, da man wenigstens in der Gegend von Kirchheim alle Zwischenstadien zwischen einem triadischen Felsitporphyr und Serizitschiefer im gleichen Aufschlusse vereinigt sieht (vergl. p. 94).

Innerhalb dieser im Detail sehr bunt gestalteten, im großen aber durch den Mangel an leitenden Gesteinshorizonten sehr eintönig erscheinenden schiefrigen Ablagerungen tritt eine schmale, weit verfolgbare Einschaltung von grauen und weißlichen halbkristallinischen Bänderkalken auf, welche hie und da Crinoidenreste führen. Der ganze erwähnte Schichtkomplex stimmt petrographisch völlig mit den von Teller eingehend geschilderten »Schiefer- und Grauwackengesteinen des Seeberges« (Ostkarawanken) überein und darf, wie der Blick auf eine geologische Übersichtskarte der Ostalpen zeigt, unbedenklich als deren durch die gewaltige Triasmasse der Julischen Alpen abgeschiedener Gegenflügel aufgefaßt werden.

Die Funde von *Cardiola* sp. und *Orthoceras* in eingelagerten Bänderkalken des Seeberg-Gebietes verweisen einen beträchtlichen Teil der Serie in das Obersilur, wobei allerdings die Frage nach der Vertretung tieferer Horizonte wegen des Mangels an Fossilien offen bleiben muß.

Im Selzachergebiete werden die Grauwackengesteine konkordant von mächtigen grauen, teilweise sogar schwärzlichen Kalken überlagert. Letztere führen besonders nahe der unteren Grenze noch Schiefereinschaltungen und zeigen in solchen Fällen häufig Druckflaserung und serizitische Schichtbeläge; man beobachtet auch Bänke, welche als kalkige Flaserbreccien anzusprechen sind. In der Hauptmasse sind aber die Kalke mehr dickbankig, führen nicht selten Hornstein und gehen auch ohne scharfe Grenzen in graue, ebenfalls kieselige Dolomite über. Fossilien sind sehr selten und in der Regel nicht charakteristisch; im oberen Selzacher Tale fanden sich neben Korallen mit zerstörter Struktur Anwitterungen von Stromatoporen, ferner in einer unter analogen Lagerungsverhältnissen auftretenden Kalkscholle bei Leskovc, südwestlich des Blegašgipfels, gut erhaltene Exemplare von *Cyathophyllum* cf. *excelsum* Ludwig. Der Fund dieser Koralle, welche mit *Cyathophyllum caespitosum* jedenfalls nahe verwandt ist und von Frech unter die Synonyma der letzteren eingereiht wurde, läßt zunächst auf die Vertretung des Mitteldevons schließen, doch ist es gar nicht unwahrscheinlich, daß auch tiefere und höhere Devonstufen in der

---

[1] Vergl. F. Kossmat: Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisnern und Pölland (Krain), Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, Nr. 3, p. 87 bis 97.

gleichen Kalkmasse vertreten sind, wie dies zum Beispiel für die Karnischen Alpen und Ostkarawanken durch Fossilienfunde erwiesen wurde.

Als jüngstes Glied der altpaläozoischen Schichtserie schließt sich eine sehr mächtige und ausgedehnte Folge dunkler, feinglimmeriger und meist ziemlich fester Tonschiefer an, welche in der Regel sehr ebenflächig spalten und lokal als Dachschiefer ausgebeutet werden. (Dachschiefer von Salilog.) Im Liegenden gehen diese Schichten meist in Kalkschiefer über, welche mit den zum Devon gestellten Kalken von Eisnern durch allmähliche Übergänge verbunden sind.

Die Gesteinsbeschaffenheit der Dachschiefer erinnert sehr an jene der Kulmschiefer im mährisch-schlesischen Sudetengebiete, da aber Fossilien bisher gänzlich mangeln, ist eine Parallelisierung vorderhand unmöglich, besonders weil das Seeberg-Gebiet der Ostkarawanken in dieser Hinsicht keine Vergleichspunkte liefert.

Die obere Schieferstufe ist von den paläozoischen Bildungen des Zeyergebietes die einzige, welche die Wasserscheide gegen die Bača überschreitet und sich in Form eines Aufbruches zwischen die jurassischen und kretazischen Bildungen am Südabfalle der Wocheiner Berge einzwängt; sie ist demgemäß auch die einzige paläozoische Schichtgruppe, welche vom Wocheiner Tunnel durchschnitten wurde.

Jüngeres Paläozoikum und Trias im Gebiete der Zeyer (Sora) und Idrica.

Gegen Osten, also in der Richtung gegen die Saveebene, verschwindet das in lange, schmale Ost-Westfalten gelegte ältere Paläozoikum unter einer neuen, abweichend gelagerten Reihe von Sedimenten. Diese beginnt mit sicher festgestellten Karbon-Schiefern[1] und dunklen glimmerigen Quarzsandsteinen, umfaßt das Perm in der Ausbildungsweise der Grödener Sandsteine sowie der Bellerophonkalke und erstreckt sich durch die Werfener Schiefer bis in die mittlere Trias hinein.

Letztere ist hier, wie die Tabelle p. 25 zeigt, nur in ihrer tieferen, allerdings sehr mächtigen Abteilung als normale Kalk- und Dolomitfazies entwickelt, während sich höher oben ein Schieferhorizont von auffällig paläozoischem Habitus (»Pseudogailtaler«-Gruppe) und eine damit enge verbundene Stufe von Hornsteinplattenkalken einstellt. Die obere Trias ist denudiert.

Die Schichtreihe, welche das Verbreitungsgebiet der altpaläozoischen Gesteine im Süden begrenzt und im Idrica-[2] sowie im Pöllandergebiete[3] eine sehr bedeutende Rolle spielt, zeigt in den tieferen Abteilungen eine ähnliche Entwicklung und baut sich gleichfalls auf einer Unterlage von Karbon und Perm auf. Über dem dolomitischen Muschelkalk folgen aber hier die typisch entwickelten Wengener Schiefer, Tuffe und Porphyre, darüber Kassianer Dolomite oder Kalke; der Hauptdolomit ist in der Regel durch Raibler Schichten von der Unterlage abgegliedert.

Im Gegensatze zu diesen leicht verständlichen Profilen lassen die Aufschlüsse im Norden und Nordwesten der altpaläozoischen Region eine ganze Reihe von Schichtgliedern vermissen und man sieht sowohl am Fuß der Jelovca, als auch des Porezen höhere Triasbildungen unmittelbar über der alten Basis aufgebaut.

---

[1] Bei Vandrovc südöstlich des Blegaš mit Productus Cora Orb.

[2] Vergl. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, p. 259 bis 286; Verhandl. ibid. 1900, p. 65 bis 78.

[3] Comptes Rendus, IX. Congr. géol., Vienne 1903, p. 507 bis 520.

Trias des Wocheiner Kammes und der südlichen Jelovca.

a) Ladinische Stufe und Kassianer Schichten.

Etwa 2 bis 3 *km* nordöstlich von Selzach findet man unmittelbar über den Grauwacken Massen von Felsitporphyr und stark kaolinisch zersetzten sandigen Tuffen, welche trotz des Mangels an Fossilien mit den auch am Nordfuß der Julischen Alpen verbreiteten Eruptivbildungen[1] der ladinischen Stufe in Parallele gestellt werden müssen. Sie gehören zu einer Gruppe mächtiger Schiefer und grauwackenähnlicher Sandsteine, welche zwar zum größten Teile bereits außerhalb meines Untersuchungsgebietes liegen, aber doch mit einzelnen Ausläufern noch in den Bereich des Kartenblattes Bischoflack hineinziehen. So erscheint am Nordrande des letzteren zwischen den obertriadischen Plateaukalken und den paläozoischen Schichten ein dunkler sandiger Tonschiefer, welcher sich von den paläozoischen in der Regel nur durch das weniger phyllitische Aussehen unterscheidet.

An einer Stelle fand ich in flaserigen dunklen Schieferblöcken, welche von Quarzkörnern und kaolinisch zersetzten sandigen Brocken (Tuffmaterial?) durchspickt sind, zahlreiche, aber meist mangelhaft erhaltene Fossilienreste, unter welchen *Cassianella decussata*, *Avicula* sp., *Encrinus* cf. *cassianus* Laube, *Cidaris* sp. erkennbar sind. Die Gesteine am Fuß der Jelovca umfassen also ladinische Bildungen einschließlich der Kassianer Schichten.

Die vom Plateaurande getrennt liegenden »Pseudogailtalerbildungen« des Zeyertales, welche auf p. 7 [47] erwähnt wurden, stellen nach ihrer Lagerung zweifellos eine tiefe Abteilung der Schieferserie dar; die Frage kann sich nur darum drehen, ob es sich schon um Bildungen der ladinischen Stufe oder noch um solche des oberen »alpinen Muschelkalks« handelt.

Ich war bisher[2] geneigt, das erstere anzunehmen, weil in den von mir früher studierten südlicheren Gebieten eine derartige Entwicklung dem Muschelkalk fehlt und weil im Hauptverbreitungsgebiete der Pseudogailtalerschichten, östlich der Laibacher Ebene, mehrfach Porphyre und Tuffe mit ihnen vergesellschaftet sind; die Funde von *Trachyceras julium* und *Daonella Lommeli*, welche Bergrat Teller in einem kleinen Vorkommen dieser Fazies bei Cilli in Südsteiermark machte, sprachen ebenfalls für diese Auffassung. Anlaß zu Bedenken gab aber doch der Umstand, daß die Porphyre und Tuffe, welche am Fuß der Jelovca entwickelt sind, in der benachbarten, aber durch einen Bruch abgetrennten Schiefergruppe des Zeyertales nicht beobachtet werden konnten, und daß in dem ersteren Falle das Hangende von dickbankigen Kalken und Dolomiten, im letzteren Falle von Hornsteinplattenkalken gebildet wird. Diese Schwierigkeit verlangt natürlich entweder die Annahme von Fazies- oder von Altersunterschieden. Zu Gunsten der letzteren läßt sich folgendes anführen: Etwa 15 *km* nördlich des hier besprochenen Gebietes beobachtete F. Teller[3] in den Triasschichten der Karawanken bei Neumarktl, also in einer Zone, welche tektonisch zu den Julischen Alpen gehört, eine Schieferfazies des oberen Muschelkalks, die mit fossilführenden dunklen Plattenkalken (*Balatonites* cf. *Ottonis, Rhynchonella refractifrons*) abwechselt und von Porphyren, Tuffen, Schiefern — lokal aber von mächtigen Konglomeraten — noch überlagert wird.

Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß die mitteltriadischen Schiefer des Zeyertales mit den begleitenden Plattenkalken noch zum oberen Muschelkalk zu zählen sind, wodurch eine große Analogie mit den Profilen in den Karawanken hergestellt wäre.

---

[1] Vergl. F. Teller, im Jahresb. des Direktors, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1907, p. 16.

[2] Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1905, p. 77; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1906, p. 264, 265.

[3] Vergl. F. Teller: Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Führer zu den geol. Exkurs. d. IX. Geologenkongresses, Wien, 1903.

Eine absolute Klärung dieses stratigraphischen Details läßt sich vorderhand noch nicht erzielen, da es an Fossilien fehlt, welche eine sichere Handhabe geben würden.

Jedenfalls trat die schieferig-sandige Entwicklung, welche durch teilweise paläozoischen Habitus der Gesteine ausgezeichnet ist, innerhalb eines sehr bedeutenden Zeitraumes auf, welcher eventuell mit dem oberen alpinen Muschelkalke beginnt, im wesentlichen die ladinische Stufe umfaßt und bis in die Periode der Kassianer Schichten reicht, wobei jedoch in verschiedenen Profilen die vertikale Ausdehnung stark wechseln kann.

Die Wahrscheinlichkeit einer lokalen Transgression dieser Gebilde über paläozoische Schichten wurde von mir in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1905, p. 74 und Jahrbuch 1906, p. 265 besprochen.

b) Dachsteinkalk.

Die mächtigen Kalkmassen, aus denen der Wocheiner Kamm und die zugehörigen Hochplateaus bestehen, stellen in Bezug auf Alter und petrographische Ausbildung ein vollkommenes Analogon der Dachsteinfacies dar und sind wie diese auf das engste mit Korallenkalken verbunden. Im allgemeinen herrschen lichte, spröde Kalke vor, welche in dicke, weithin sichtbare Bänke gegliedert sind und stellenweise ohne Regel in dolomitische Partien übergehen. Gelegentlich findet man in ihnen Megalodondurchschnitte, Diploporen und Korallenspuren. Von besonderem Interesse ist das Auftreten der Korallenbreccien und Oolithe, von welchen letztere früher aus mehrfachen Gründen zum Jura[1] gerechnet wurden, umsomehr als ganz analoge Gesteine auch in dem sichergestellten Jurazuge am Südrande des Kammes auftreten. Im Wocheiner Tunnel wurden aber in diesen Schichten zuerst von Ingenieur M. von Klodič Fossilien entdeckt, welche die Zugehörigkeit zur oberen Trias beweisen. Manche Lagen innerhalb der oolithischen Gesteinsgruppe sind nämlich völlig erfüllt von gut erhaltenen Schalenresten der *Halobia plicosa* Mojs., neben welcher unter andern auch eine spezifisch nicht bekannte, von Teller im Dachsteinkalk des Repi kouc (Triglavgruppe) zuerst aufgefundene und mir zum Vergleich gezeigte Form vorkommt.

Das Aussehen der betreffenden Fossillagen erinnert völlig an jenes der grauen Hallstätterkalke, welche auch in den niederösterreichischen Alpen (Hohe Wand bei Wiener Neustadt) in eigentümlicher Verbindung mit der Korallenfazies der oberen Trias erscheinen.[2]

Die Oolithe gehen häufig einerseits in dichte Kalke, andrerseits in Breccien über, deren Bindemittel oft noch die oolithische Struktur hat, während die eingeschlossenen kantigen Fragmente aus dichtem, weißem Kalk bestehen; in manchen von den Breccien sind die Gesteinsbrocken von konzentrisch angelagerten Sinterkrusten umhüllt (Struktur identisch mit jener der sogenannten Kokardenerze, welche in manchen Erzlagerstätten sehr verbreitet sind). Auch diese Breccien sind sedimentärer und nicht tektonischer Natur; so besitze ich ein Stück, in welchem nicht nur die Kalkfragmente, sondern auch ein unzerbrochener Gastropodenrest (»*Chemnitzia*« sp.) von dieser Sinterhülle umgeben ist. Die im Tunnel beobachtete Fossilführung dieser so mannigfaltigen oolithischen und brecciösen Kalkpartien, welche den Charakter von Riffbildungen besitzen, ist reicher als jene der dichten, splittrigen Dachsteinkalke; so findet man vor allem in großer Zahl Durchschnitte von Korallen (besonders Montlivaultia-ähnliche Formen) und nicht selten große runde Cidariskeulen, identisch mit einer Art, welche Teller in brachiopodenreichen Dachsteinkalken eines mächtigen Absturzblockes bei Ober Seeland (Steiner Alpen) sammelte. Von Brachiopoden ist zu erwähnen *Amphiclina amoena* Bittner, von Bivalven außer den zuerst erwähnten, bankweise angehäuften *Halobien* noch *Monotis* cf. *salinaria*, ferner *Megalodus* und ein *Pecten* aus der

---

[1] D. Stur: Das Isonzotal. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1858, p. 19, 20. — F. Kossmat: Das Gebirge zwischen dem Bačatale und der Wocheiner Save. Verh. d. geol. Reichsanstalt, 1903, p. 115.

[2] Vergl. die Beschreibung in A. Bittner: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich, Wien 1882, p. 135, 140.

Verwandtschaft des *P. Valoniensis*. Eine Entscheidung über die Frage, ob diese fossilführende Gruppe des Dachsteinkalkes norisch oder karnisch ist, läßt sich wohl kaum mit Sicherheit treffen. Für die erstere Stufe spricht entschieden der Umstand, daß *Hal. plicosa*, das häufigste und bezeichnendste Fossil der Fauna, aus dem norischen Hallstätterkalk von Hernstein beschrieben wurde, wo sie ganze Bänke zusammensetzt, und daß auch *Monotis salinaria* in den Nordalpen die gleiche Abteilung der oberen Trias kennzeichnet. Zur Vorsicht mahnt der Umstand, daß von Bukowski[1] eine der typischen *M. salinaria* »außerordentlich nahestehende, wenn nicht gar identische Form« schon in zweifellos karnischen Schichten von Süddalmatien gefunden wurde und daß *Amphiclina amoena* bereits in den Kassianer Schichten auftritt, von welchen sie in höhere Horizonte aufsteigt. Auch die Lagerung gestattet keine; sichere Folgerung, denn die fossilreichsten Bänke des Tunnels liegen inmitten der Schichtgruppe, im Hangenden begrenzt von mächtigen dichten Kalken, im Liegenden von der Hauptmasse der Oolithet daß die tektonische Lagerung auch der stratigraphischen entspricht, läßt sich aus dem Profil allein nich entnehmen, ergab sich aber bei der Fortsetzung der Studien, da man im Gewölbe der Črna prst den Lias über dem normal entwickelten Dachsteinkalke trifft.

Trias der Porezenzone.

a) Kalke der Esinofazies.

Zu beiden Seiten des Bačaflusses kommen inmitten der Aufbruchzonen von sandig-schiefrigen Amphiclinenschichten unregelmäßige Felsriffe von dunklen, dickbankigen Kalken zum Vorschein, welche stark mit Kalzit durchädert sind. Von Fossilienresten sieht man in der Regel schlechte Korallen und gekörnelte Cidariskeulen als Anwitterungen oder Durchschnitte; ferner wurde beim Bahnbaue in einem Steinbruche am Porezenbache ein schönes Exemplar von *Naticopsis (Fedaiella)* aus der Verwandtschaft der *N. monstrum* Stoppani (Esinokalk) gefunden; Megalodontendurchschnitte waren eine häufige Erscheinung.

Da petrographisch ähnliche, aber dünne Kalkbänke mit den Amphiclinenschichten häufig wechsellagern, ist es im Bačatale schwer zu entscheiden, ob die erwähnten Felsriffe Einschaltungen oder Aufbrüche darstellen.

Südlich des Porezen tritt bei Kirchheim inmitten des Grauwackenterrains ein Gesteinszug auf (vergl p. 95 [135]), dessen mächtige Hauptmasse aus ungeschichteten, lichten, splittrigen Kalken besteht, an welche sich auf der Nordseite ohne scharfe Grenze graue Kalke anschließen. Letztere führen an einer Stelle zahlreiche Cidariskeulen, welche vollkommen der *Cidaris dorsata* Braun aus den Kassianer Schichten entsprechen; der betreffende Zug gehört also nicht ins Paläozoicum, sondern in die Trias. Er darf, da so mächtige, reine Kalkeinschaltungen in den Amphiclinenschichten des Porezenfußes und in deren Hangendem nicht auftreten, als eine stratigraphisch zwar nahestehende, aber tiefere Kalkstufe aufgefaßt werden, welche wohl am ehesten mit den erzführenden Kalken von Raibl in Parallele gestellt werden kann. Bei der großen Übereinstimmung, welche zwischen den massigen Cidariskalken des Kirchheimer Talkessels und den Felsriffen des mittleren Bačatales besteht, liegt es daher nahe, auch letztere als Basisbildungen der Amphiclinenschichten aufzufassen.

b) Amphiclinenschichten.

Die unmittelbare Unterlage der Dolomitmassen des mittleren Bačatales besteht aus mächtigen klastischen Gesteinen von vorwiegend dunkler Färbung. Am meisten verbreitet sind schwarze, in der Regel

[1] Erläuterungen zur geologischen Detailkarte (1 : 25.000) von Budua. Wien 1904 pag. 51.

durch den Gebirgsdruck stark verquetschte Tonschiefer mit Einlagerungen von grauen, braun verwitternden Quarzsandsteinen, welche häufig Tonschieferfetzen, Pflanzenspuren und Pyriteinsprengungen enthalten. Auch treten Konglomeratlagen mit Geröllen von Kalk und Felsitporphyr auf, ferner Einschaltungen von blaugrauen, oft knollig-brecciösen Kalkbänken, welche von einem eisenhaltigen, durch Verwitterung auffällig rostgelb gefärbten Aderwerk tonigen Materials durchflochten sind. Nördlich von Zakriž (Kirchheimer Gebiet) fand ich in einem derartigen Gestein einen Ammonitendurchschnitt.

Eine reichere Fauna, im wesentlichen aus Brachiopoden bestehend, wurde aber bis jetzt nur bei Sela (Podmelec N) entdeckt. Die betreffenden, schon von Stur ausgebeuteten Lagen bestehen aus grauen, sehr rauh und eisenschüssig verwitternden Kalkbänken, welche mit den Schiefern nicht tief unter der Hangendgrenze wechsellagern und den beginnenden Übergang in die obere Kalk- und Dolomitgruppe vermitteln:

Fossilien:

Cidaris dorsata Braun,
» *decorata* »
Amphiclina amoena Bittner,
» *aptera* »
» *Sturii* »
Spirigera flexuosa Münster,
Retzia sp.
Spiriferina sp.
Rhynchonella subacuta Los.
Terebratula sp.
Trachyceras Aon. Münster (nach Stur).

Einige der wichtigeren Formen verweisen auf das Kassianer Niveau, obwohl die Fauna der Hauptsache nach eine eigenartige Zusammensetzung aufweist.[1]

Es liegt hier wohl ein Altersäquivalent der Fossilbänke vom Fuße der Jelovca vor; auch die eigentümliche Gesteinsausbildung, welche man anderwärts mit dem Ausdruck »Pseudogailtalerfazies« belegt hat, spielt in beiden Gruppen eine auffällige Rolle.

Am Südhang des Porezen, wo diese Bildungen ebenfalls unmittelbar den altpaläozoischen Schiefern und Grauwacken aufsitzen, ist die Grenze nach unten nur schwer zu ziehen, worauf schon wiederholt hingewiesen wurde. — Ob der ganze, im Bačatale sehr mächtige Komplex den Kassianer Schichten angehört oder ob auch Wengener Schichten vertreten sind, läßt sich auf Grund der bisher vorliegenden Fossilien nicht entscheiden.

Da sich Amphiclinen auch an verschiedenen anderen Fundorten dieser Schichten, so am Koicasattel NW von Kirchheim und am Osthang des Porezen, als charakteristische Bestandteile der Fauna fanden, halte ich es für gerechtfertigt, den Namen Amphiclinenschichten als Bezeichnung der Gruppe anzuwenden.

c) Hornsteindolomit der oberen Trias.

Aus den grauen, in verwittertem Zustande eisenschüssigen Kalkbänken der oberen Amphiclinenschichten entwickelt sich eine oft mehr als 600 *m* mächtige Gruppe von grauen, ziemlich dunklen Hornsteindolomiten und Kalken. Die Kieselausscheidungen bilden höchst unregelmäßige Knollen, Nieren und Linsen, welche das splittrige Gestein allenthalben durchziehen. Im Bačatale zeichnen sich diese Schichten durch die rauhe Beschaffenheit und besondere Steilheit der aus ihnen bestehenden Abhänge aus, man beobachtet zahlreiche frische Anbrüche, welche durch die Ablösung gewaltiger Felspartien entstanden sind, besonders häufig dort, wo die nachgiebigen Schichten der Unterlage in den Talfurchen entblößt wurden.

---

[1] Erwähnt möge auch werden, daß ich in Eisnern ein Exemplar eines echten *Joannites* sp. sah, welches im Schotter des Zeyerflusses gefunden wurde und seinem Material nach ganz gut aus der kalkigen Übergangsregion zwischen der Schiefer-Sandsteinzone und der höheren Dolomitgruppe des östlichen Porezenhanges stammen könnte.

Fossilien sind sehr selten; in einem abgestürzten, hausgroßen Block, welcher oberhalb Grahovo in der Bača lag, aber beim Bahnbaue großenteils aufgearbeitet wurde, fanden sich Megalodonten; an einer bedeutend weiter westlich gelegenen Lokalität auf der Westseite des Krajkov vrh (Tolmein NW) sammelte ich im Vorjahre zahlreiche verkieselte, aber meist zertrümmerte Reste einer großen Rhynchonellina. (Rhät?)

Ferner erhielt ich ein großenteils in Hornstein verwandeltes, aber sehr gut erhaltenes Exemplar des *Tropites fusobullatus* Mojs.,[1] welches der Lehrer von Grahovo am Fuße des Kotlaberges oberhalb der Straße bei Kneža gesammelt hatte. Das Stück stammt seiner Matrix nach aus dem Hornsteindolomit und ist somit eine sehr wertvolle paläontologische Bestätigung des obertriadischen Alters der in Rede stehenden Schichten.

Es beweist zugleich, daß die geschlossene Kalk- und Dolomitentwicklung der oberen Trias hier mindestens bis in die Tropites-Subbullatuszone der karnischen Schichten hinabreicht,[2] ähnlich wie in den Salzburger Hochgebirgskorallenkalken, welche ja außer norischen Fossilien auch solche der Subbullatuszone geliefert haben.

Nach den stratigraphischen Verhältnissen ist der Hornsteindolomit des Bačatales ein Altersäquivalent der Dachsteinkalke des Wocheiner Kammes und stellt daher eine ziemlich auffällige fazielle Abweichung dar, umso mehr als er stellenweise bis auf weniger als 1 *km* an die Grenze des letzteren herantritt. Diese Grenze ist allerdings eine Dislokation, so daß über die Beschaffenheit der Zwischengebiete nichts bekannt ist; daß aber der Übergang der Dachsteinkalke in die Hornsteindolomite rasch erfolgen kann, beobachtet man beim Verfolgen der letzteren nach NW, also im Streichen der gleichen tektonischen Zone. Schon bei Sela herrscht lichter hornsteinfreier Dolomit weitaus vor; in der Fortsetzung des Zuges beobachtet man an der Tolminka zusammen mit lichtem Dolomit das Auftreten der echten Dachsteinkalkfazies mit Megalodonten. Ein Fall des lokalen Auftretens der hornsteinreichen Fazies inmitten von Dachsteinkalkgebieten wurde von C. Diener im Poklukaplateau, von F. Teller und J. Frischauf in den Steiner Alpen beobachtet[3] und beweist, wie wenig regelmäßig sich derlei Ablagerungstypen gegen einander abgrenzen.

In räumlicher Beziehung hält die Bačafazies der oberen kalkigen Triasbildungen die Mitte zwischen der Dachstein-, beziehungsweise Riffkalkfazies der Julischen Alpen und der regelmäßig geschichteten Hauptdolomitentwicklung des Idricagebietes, wo Megalodontenkalke (mit *M. Tofanae* Hoernes) nur in einem hohen Niveau der Gruppe auftreten.

Serie der kieselreichen Kalke und Schiefer (zum Teil Radiolarite).

1. Lias-Jura.

Die Juraablagerungen sind südlich des Wocheiner Kammes in einer mehr als 1000 *m* mächtigen Schichtfolge entwickelt, welche durch den häufigen Wechsel von hornsteinreichen Kalken und Schiefern ausgezeichnet ist. Außerordentlich auffällig ist die Bänderung, welche durch die bergwärts fallenden Schichtköpfe dieser bunten Gesteinsreihe an den Südhängen des Gebirges zustande kommt. Die Profile sind fast überall sehr gut aufgeschlossen und gestatten leicht eine Feststellung der Reihenfolge, nur fehlt es leider an genügenden Fossilienfunden für eine Einreihung der einzelnen Abteilungen in das stratigraphische Schema.

---

[1] *T. fusobullatus* wurde von Mojsisovics aus den oberkarnischen Schichten des Raschberges beschrieben.

[2] Der einzige bisher bekannte Tropitenfundort der Südalpen, San Stefano in Cadore, lieferte die Subbullatusfauna noch in den mergelig kalkigen Bildungen an der Basis des Hauptdolomites. G. Geyer, Verh. d. geol. Reichsanstalt, 1900, p. 355 ff.

[3] C. Diener, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1884, p. 695. F. Teller: Erläut. zum Blatte Eisenkappel-Kanker, geolog. Reichsanstalt in Wien, 1898, p. 90.

1. Die ältesten Schichten der ganzen Gruppe, welche in normaler Anordnung nördlich der Dachsteinkalkaufwölbung der Črna prst und in verkehrter Folge südlich derselben zu beobachten sind, beginnen mit bröckligen schwarzen oder rötlich braunen, häufig etwas manganhältigen feinsandig-glimmerigen Schiefern, welche auch als schmale Einklemmung inmitten des Dachsteinkalkes der Gipfelregion erhalten sind (daher der Name Črna prst = schwarze Erde).

2. Graue, sehr dünnplattige, oft von roten Mergelschmitzen durchflaserte Einschaltungen von kieselreichem Kalk vermitteln die Verbindung zwischen der untersten Abteilung und

3. einem mächtigen grauen Kalkkomplex, in welchem Fossilien des Lias vorkommen. Eine Fundstelle am Südhang der Črna gora lieferte: *Phylloceras Partschi* Stur (Unt. Mittl. Lias), *Pleurotomaria* sp., *Rhynchonella* sp.; im Gebirgsschutt bei Zarz fanden sich *Harpoceras* sp., und *Rhynchonella*. Das Gestein ist in beiden Fällen ein lichter spätiger Kalk voller Echinodermenzerreibsel und entspricht genau der Hierlatzfazies, welche auf der linken Seite des Wocheiner Tales (Umgebung von Koprivnik) in reicher Entwicklung vorhanden ist.

Eine bedeutende Rolle spielen außerdem hornsteinreiche, gut geschichtete Kalke, welche stellenweise die Hauptmasse der ganzen Schichtgruppe ausmachen und mit grauen Dolomiten vergesellschaftet sind. Der Übergang in die nächsthöhere Gruppe wird durch dünnplattige Kalke und Kalkschiefer hergestellt. — Gesamtmächtigkeit von 1, 2, 3 in der Tunnelregion 750 *m*.

4. Zone von grauen und rötlichen Tonschiefern mit auffälligen Einlagerungen von rotbraunen Kieselschiefern und Hornsteinen. Einige mikroskopische Proben erwiesen sich als echte Radiolarienbildungen. Mächtigkeit im Tunnel 110 *m*.

5. Eine Einschaltung von grauen, in der Tunnelregion fossilleeren Kalken mit gelegentlichen Hornsteinausscheidungen. Mächtigkeit über 150 *m*.

In einem weiter westlich gelegenen Profile NW und N des Weilers Perbla (NO von Tolmein) sind über den unteren Kalken der Jurareihe mächtige Schiefer vorhanden, welche nach ihrer Lagerung der Zone 4 vollkommen entsprechen und eine zirka 20 *m* starke Einschaltung von Kieselgesteinen voller wohlerhaltener Radiolarien (besonders *Cenosphaera, Sethocapsa, Lithocampe*) enthalten. Diese Partie, welche nur ganz untergeordnete Kalkschmitzen enthält, wird unmittelbar von einem Bande überlagert, welches in lebhaftem Wechsel lichte, kieselreiche, fast porzellanartig aussehende Kalke und eigentümliche Breccien oder Konglomerate enthält. Letztere herrschen besonders im oberen Teile und enthalten als klastische Bestandteile nicht nur Fragmente der porzellanartigen Kalklagen, sondern Schiefer sowie auch größere und kleinere Hornsteine, welche mit zackigen Umrissen aus der Wand des Aufschlusses wittern; von Fossilien fanden sich große Rhynchonellareste und Belemniten. Die klastisch-brecciöse Struktur ist in feinerer Ausbildung häufig innerhalb dieser Kalkeinschaltung auch in der streichenden Fortsetzung der vom Tunnel geschnittenen Stufe 5 vorhanden und verdient deshalb besonderes Interesse, weil die liegenden und hangenden Ton-Kieselschiefer jenem Typus entsprechen, der gewöhnlich als bezeichnend für echte Tiefseebildungen gilt. Tektonischer Natur ist der Ursprung der klastischen Bänke ebensowenig, wie jener der westalpinen Chablaisbreccien, welche gleichfalls stellenweise in Schichtverband mit Radiolarienschiefern stehen.

In plattigen, dichten Bänken derselben Kalkstufe, und zwar im Südflügel der schönen Antiklinale, welcher der erwähnte Aufschluß angehört, entdeckte ich Aptychen aus der Lamellosusgruppe; Breccienlagen mit Rhynchonellaresten stehen auch hier in unmittelbarem Verbande, nur durch wenige Zentimeter von der Aptychenlage getrennt, an.

6. Ton- und Kieselschiefer, in Farbe und Beschaffenheit identisch mit der Gruppe 4. Auch hier schalten sich wieder Lager von dichten oder feinbrecciösen Hornsteinkalken ein, meist in so lebhaftem Wechsel, daß man bei der Spezialkartierung oft im Zweifel ist, wie weit man mit der Ausscheidung gehen soll. Die Mächtigkeit ist bedeutend, aber nicht gut bestimmbar.

Während die Juraschichten der Randzone des Dachsteinkalkkammes im ununterbrochenen Verlaufe von Zarz im Osten bis zum Tolminkagraben im Westen gleiche Merkmale beibehalten, zeigen sie in den weiter südlich gelegenen Profilen im allgemeinen gewisse Abweichungen, welche zwar an sich nicht groß sind, aber Interesse verdienen, weil in den gleichen Zonen auch die Trias etwas anders entwickelt ist (Bačatalfazies) als im Wocheiner Kamme.

Ein typisches Beispiel für diese Art der Ausbildung gibt das Profil durch den Südhang des Porezengipfels.

Über dem Hornsteindolomit der oberen Trias folgen ohne scharfe Grenze:

1. Unreiner grauer gestriemter Kalk mit streifigen, zum Teil sandig anwitternden Hornsteinausscheidungen.

2. Graue, matte Schiefer und Mergel, höher oben auch verbunden mit rötlich braunen und dunklen, manganhältigen Kieselschiefern.

3. *a)* Ein Crinoidenkalkband, petrographisch ident mit dem Crinoidenkalk der Kobla und Črna gora aber von geringerer Mächtigkeit;

   b) Hornsteinbänke und rötliche, zum Teil kieselige Schiefer;

   c) ein schmaler Zug lichter, ziemlich plattiger Kalke.

4. Graue, ebenflächige Kalkschiefer und darüber feinglimmerige, flimmernde, sehr dunkle Tonschiefer (mächtig).

5. *a)* Die Tonschiefer werden allmählich durch dickbankige graue, zum Teil brecciöse Kalke mit einzelnen Hornsteinlinsen verdrängt; die Wechsellagerung ist sehr deutlich, indem meterstarke Kalklagen wiederholt durch braune Schieferlagen von mehreren Dezimetern Dicke getrennt werden;

   b) dunkle, zum Teil sehr kieselige Schiefer, welche aber gleichfalls untergeordnete Einschaltungen von grauen, körnigen Kalken enthalten.

   In der Nähe der konkordant und ohne scharfe Grenze auflagernden Woltschacher Plattenkalke überwiegt grauer, matter, etwas kalkiger Schiefer.

Die Gesamtmächtigkeit der Lias-Juraserie beträgt nach meiner Schätzung zirka 1100 *m*.

In diesem Profil herrscht die schiefrige Entwicklung entschieden vor, was auch in den Landschaftsformen deutlich zum Ausdruck kommt. Auch in westlicheren Profilen, zum Beispiel nördlich von Grahovo, überwiegen in der unteren Abteilung (unter der Crinoidenbank) Kalkschiefer, unreine Kalke und Mergel und erinnern nach ihrer Beschaffenheit oft sehr an die Fleckenmergel der Nordalpen; bei Tolmein weisen sie auch zahlreiche »fucoiden«ähnliche, dünnwulstige Einschlüsse auf.

Fossilien sind sehr selten; Surs Funde, aus welchen *Rhynchonellina tubifera* Suess sp. und *Sturii* Bittner beschrieben wurden, stammen aus der näheren Umgebung von Tolmein, und zwar nach meinen Beobachtungen wahrscheinlich aus den Schichten der untersten Abteilung (Lias), in welcher ich auch weiter nördlich, am Krajkov vrh, eine feingerippte Rhynchonellina fand.

Die Belemniten führende Breccie, welche Stur östlich des Jesenicasattels (Porezen SW) beschreibt, gehört vielleicht dem Schichtbande 3 an, welches ich als beiläufiges Äquivalent der »Hierlatz«-Entwicklung der Wochein betrachte. Aus den höheren schwarzen Schiefern (5) des Bačatales bei Hudajužna führt derselbe Autor einen kleinen Belemniten an; ich selbst fand in ihnen bisher keine Fossilreste.

Erwähnenswert ist die petrographische Ähnlichkeit, welche zwischen den schiefrigen Jurabildungen des Bačagebietes und jenen des nördlichen Rhonegehänges bei Vetroz und Conthey (Abfall der Diableretskette) besteht.

Auf Hauers Karte von Österreich-Ungarn ist, entsprechend den Aufnahmen Surs, die Gruppe der Hornsteinkalke und Schiefer in den von mir untersuchten Randgebieten der Julischen Alpen östlich des Isonzodurchbruches zur Kreide gezogen; einzelne Schieferpartien wurden auch als paläozoisch aufge-

faßt. Westlich des Isonzo ist hingegen diese nördlich der »Frattura periadriatica« herrschende[1] Jurafazies schon längst als solche erkannt und durch Fossilien festgestellt.

Am Stol, westlich von Karfreit, fand D. Stur in roten Hornsteinkalken: *Amm. Hommairei, Phylloceras tatricum, Aptychus lamellosus*; in den angrenzenden Teilen von Friaul und weiterhin auch von Venetien sind ebenfalls wiederholt Fossilien (besonders Aptychen) des oberen Jura gefunden worden und es fehlt nicht an Anzeichen dafür, daß die Gruppe auch in diesen Gegenden bis in den Lias hinabreicht. (Vergl. O. Marinelli: Dintorni di Tarcento, R. Istituto di Studi superiori in Firenze, Sezione di Scienze fisiche e naturali, 1902, p. 17—20). Herrschend ist die Fazies radiolarienführender Hornsteinkalke (calcari selciferi); jene reiche Gesteinsgliederung, wie sie im oberen Bačagebiet und in der Tolmeiner Gegend vorhanden ist, wird von dort nicht beschrieben.

Besonders interessant ist aber die auffallende Ähnlichkeit, welche zwischen den Jurareihen des Bača—Isonzogebietes und zahlreichen Profilen der nördlichen Kalkalpen besteht. Bezüglich der tieferen Abteilungen wurde die Übereinstimmung mit den Hierlatzbildungen bereits hervorgehoben, aber die Beziehungen sind auch in den höheren Stufen nicht minder deutlich. Ich hatte Gelegenheit, meine Radiolariengesteine mit solchen aus den österreichischen Voralpen zu vergleichen und war verblüfft von der vollkommenen Übereinstimmung im makro- und mikroskopischen Bilde. Besondere Verbreitung haben diese Gesteine in den mittleren und höheren Jurastufen, was auch mit den Lagerungsverhältnissen und den allerdings spärlichen Fossilfunden unserer Gebiete in Einklang stehen würde. — Merkwürdig ist der Umstand, daß aus dem Sonnwendgebirge von F. Wähner[2] hornsteinführende Breccien beschrieben werden, welche in den meisten Profilen zwischen den Radiolariengesteinen und einem höheren jurassischen Hornsteinkalk liegen (vergl. p. 118—125 l. c.); es liegt nahe, beim Lesen der Beschreibung an die allerdings viel bescheideneren Breccienbildungen zu denken, welche man in Profilen der Tolmeiner Gegend als sedimentäre, mit gewöhnlichen Hornsteinkalken durch Wechsellagerung enge verbundene Einschaltungen inmitten zweier Schieferzonen findet. Wähner faßt die betreffenden Bildungen seines Arbeitsgebietes als Dislokationsbreccien auf (Erörterungen von p. 155—165 seiner Arbeit) und legt besonderes Gewicht auf die Erklärungsschwierigkeiten, welche die Verknüpfung sedimentärer Breccien mit Tiefseebildungen bieten würde. Es liegt hier jedenfalls eine sehr interessante Frage vor, welche noch eingehendes Studium verdient, umsomehr als in neuerer Zeit ja auch aus den sicher sedimentären Chablais- und Hornfluhbreccien der Westschweiz Einschaltungen von Radiolarienschiefern bekannt geworden sind. Was die Radiolarienbildungen des Isonzogebietes anbelangt, spricht ihr deutlich zu beobachtender Verband mit litoralen Gesteinen gegen die abyssische Natur des Absatzes, ich halte daher die Folgerungen stratigraphischer und tektonischer Natur, welche Professor G. Steinmann[3] an das Auftreten von Radiolariten knüpft, nicht für beweiskräftig.

Bezüglich der Juraentwicklung im Gebiete südlich der Kirchheimer Bruchlinie vergl. p. 16.

---

[1] Es ist übrigens von Wichtigkeit, festzustellen, daß die Grenze zwischen der Korallen-Chamidenfazies des Jura und der kieselreichen Aptychenfazies nicht durchwegs mit dieser als Haupt-Überschiebung erkannten »frattura« zusammenfällt. Noch südlich der letzteren kommen im österreichisch-italienischen Grenzrücken zwischen Woltschach und Karfreit an der Basis der Eozän-Kreidebildungen von Friaul die Schiefer und Hornsteinkalke der nördlichen Entwicklung vor und stehen in Wechsellagerung mit mächtigen, an Crinoiden (Pentacrinus) und Korallen reichen Breccienkalken, welche das Aussehen der oberjurassischen Bildungen des Lascik-Ternowanerplateaus besitzen. — Auch an anderen Stellen beobachtete ich Verhältnisse, welche zeigen, daß schon ursprünglich eine enge räumliche Beziehung zwischen den beiden Fazies bestand und nicht erst durch die Überschiebung geschaffen wurde.

[2] F. Wähner: Das Sonnwendgebirge. Leipzig—Wien, 1903.

[3] G. Steinmann: Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. d. naturf. Gesellsch., Freiburg in Br., XVI, 1905, p. 44 ff.

2. Woltschacher Kalk.

(Wahrscheinlich untere Kreide.)

Von der durch Hornsteinreichtum ausgezeichneten Schichtreihe, in welcher Fossilienfunde bisher den Nachweis von Lias und höherem Jura gestatteten, zeigt sich der jüngste Horizont, der lichtgraue Woltschacher Hornsteinplattenkalk, über weitere Gebiete verbreitet als die älteren Stufen; er reicht nämlich gegen Süden in Gegenden hinein, deren Jurabildungen im oberen Teile durch die Stramberger Kalke, tiefer unten durch Dolomite, Brachiopoden-Oolithe etc. vertreten sind (Ternowaner Entwicklung der Lias-Juraserie). Im Veitsbergplateau südlich des unteren Bačatales liegen die echten Woltschacher Plattenkalke unmittelbar auf brecciösen, Korallen und Hydrozoen führenden Kalken, desgleichen im Lasčikplateau, wo der Zug der letzteren Gesteine Sphaeractinien enthält [1] und sich dadurch als Bestandteil der Tithonschichten des Ternowaner Waldes erweist. Noch weiter südlich, in der Umgebung von Ternowa selbst, findet man gleichfalls hornsteinführende Plattenkalke von bereits verringerter Mächtigkeit; das Hangende wird gebildet durch die Chamidenkalke (mit *Toucasia* sp.) der unteren Karstkreide, das Liegende durch oberjurassische Kalke, welche am Plateaurande bei Carnizza eine typische Stramberger Tithonfauna enthalten (unter anderem: *Diceras Luci* Defr., *Cerithium climax* Zittel, *Nerinea Bruntrutana* Thurmann, Korallen etc.).

Man darf aus diesen Lagerungsverhältnissen wohl schließen, daß die leider makroskopisch fossilleeren Woltschacher Kalke in der Hauptsache zur unteren Kreide gehören und ein Äquivalent der Biancone von Südtirol und Venetien darstellen, mit der sie auch in der geologischen Erscheinungsform Ähnlichkeit besitzen.

In der Region der hornsteinführenden Fazies ist der Zusammenhang der Woltschacher Plattenkalke mit den Jurabildungen derart innig, daß man sie mit ihnen zu einem einzigen großen Komplex vereinigen kann, welcher den »*Calcari selciferi*« O. Marinellis entspricht. Die hohe stratigraphische Bedeutung der Woltschacher Kalke liegt also darin, daß sie die Grenze zwischen den beiden Faziesbezirken der hiesigen Jura-Kreideschichten, nämlich 1. der Korallen- und Dicerasfazies im S, 2. der hornsteinreichen Schiefer- und Kalkfazies im N, vollkommen überbrücken, während im Gebiet des Fellatales (Tarcento) die beiden durch die Überschiebung der »*Frattura periadriatica*« schroff getrennt erscheinen (O. Marinelli, l. c. p. 48).

O. Marinelli erklärt es für nicht unwahrscheinlich (l. c. pag. 51, 52), daß die eigentümliche Heteropie der kretazischen und jurassischen Sedimente, welche entlang einer bedeutenden Zone der südalpinen Randgebiete zu verfolgen ist, zu stande kam durch einen förmlichen Gürtel von korallinen und subkorallinen Riffen, hinter welchem sich weiter nördlich in verhältnismäßig tiefem Wasser die Serie der Hornsteinkalke und der oberkretazischen Scaglia ablagerte. Diese Riffbildung hätte stellenweise im Jura, stellenweise erst in der oberen Kreide begonnen und allenthalben im Senon aufgehört. Es möge erwähnt werden, daß die Verhältnisse in den von mir untersuchten Gebieten zu Gunsten der Annahme eines Riffgürtels sprechen. Von besonderem Interesse ist die Erscheinung, daß weit im Süden, im Ternowaner Plateau, die Gesteinsreihe über der Trias mit den grauen Kaklen des Lias beginnt, die Oolithe mit der Brachiopodenfauna von Kap San Vigilio enthält und mit dem Tithon abschließt, während weiter im Norden: im Lascikplateau bloß die konglomeratischen Tithonkalke auf die Megalodontenkalke und Dolomite der oberen Trias übergreifen.

Noch weiter im Norden — nach Überschreiten einer durch wichtige Störungen ausgezeichneten Zone — trifft man die mächtige, hornsteinführende Fazies, welche wieder nach unten vollständiger ist, da

---

[1] Stur führt aus konglomeratischen Kalken der gleichen Zone *Nerinea Staszycii* Zeuschner an (l. c., p. 23).

sie nicht nur höhere Juraschichten, sondern auch nachweisbaren Lias enthält. Es war also eine Schwelle vorhanden, auf welcher nur die tithonischen Korallenkalke sitzen, während sowohl im Norden als im Süden reichere Juraserien auftreten. Mit Beginn der Ablagerung der Woltschacher Kalke hörten aber in diesen Gegenden die Einflüsse der Bodenschwelle auf und wir treffen beiderseits den gleichen Ablagerungstypus (vergl. auch das Kapitel über die obere Kreide).

Hauptgruppe der oberen Kreide.

Ein besonderes Interesse knüpft sich an die jüngsten mesozoischen Schichten des Bačagebietes, weil wir hier Schichtausbildungen begegnen, welche von den verbreitetsten Typen der Südalpen und der Karstgebiete erheblich abweichen.

I. Im östlichsten Kreidegebiet der ganzen Gegend, nämlich an der Nordabdachung des Porezen, folgen über dem Woltschacher Kalke ohne sichtbare Diskordanz mächtige, feinsandig-glimmerige, graue Schiefer, welche besonders in unverwittertem Zustande einige Ähnlichkeit mit paläozoischen Tonschiefern haben und daher bei den früheren geologischen Aufnahmen als solche ausgeschieden wurden; die Chondriten, welche man in diesen Schichten bei Podbrdo nicht selten beobachten kann, wurden als silurisch gedeutet. Seitdem hat sich aber unterhalb Bača di Podbrdo auch ein großer, flacher Inoceramusrest gefunden, desgleichen wurde ein wohlerhaltenes Exemplar der gleichen, sehr dünnschaligen Form aus dem Wocheiner Tunnel zutage gefördert (Länge des Schloßrandes zirka 16 *cm*, Höhe der Schale geringer aber nicht ganz zu beobachten; Matrix ein schwärzlichgrauer, sandig-glimmeriger Schiefer).

Die Funde gehören zum Kreise jener vorwiegend senonen Fossilien, welche im allgemeinen als *Inoceramus Cripsi* (autorum) durch die Literatur gehen, aber zum Teile ziemlich verschiedenartige Typen umfassen; die meisten Vergleichspunkte scheinen mir jene Formen zu bieten, welche sich an die Abbildung des *Inoceramus regularis* bei A. d'Orbigny (Paléont. française, Terrains crétacés, vol. III, pl. 410) anschließen. Die Schiefer von Podbrdo, welche übrigens zahlreiche Einschaltungen von grauen, glimmerigen, kalkhaltigen Sandsteinen zeigen, sind also eine Art Flyschentwicklung der oberen Kreide.

In der großen Schichtmulde am Nordhange des Porezen tritt eine als Felsband im Terrain gut ausgeprägte Lage von grauem, meist feinbrecciösem und sandigem Kalk auf; sie enthält stellenweise deutliche Radiolitenreste in jenem fragmentären Erhaltungszustande, welcher so häufig die Fossilien der Rudistenbreccien auszeichnet. Dieses Felsband, welches meist einige 10 *m* mächtig ist, stellt hier also den letzten Ausläufer der Karstentwicklung der Kreide dar.

II. Weiter im Westen, auf der linken Seite des Isonzotales bei Tolmein nehmen in der Fortsetzung der tektonischen Zone des Bačatales die Rudistenschichten bereits einen bedeutend stärkeren Anteil an der Zusammensetzung der oberen Kreide. So findet man an beiden Flügeln einer überkippten Synklinale südöstlich von Čadra:

1. Gefalteten Woltschacher Hornsteinplattenkalk.
2. Grobbankigen, teilweise brecciösen oder selbst konglomeratartigen Kalk mit einzelnen Hornsteinbrocken, Durchschnitten von Radioliten und gelegentlich auch Hippuriten.
3. Wechsel von roten Mergeln und unreinen Kalklagen mit vereinzelten klastischen Bänken, welche graue Kalkfragmente in bräunlichem Mergelbindemittel enthalten.
4. Ein massiges Kalkband von zirka 20 *m* Stärke (am Čadrawege durch 1 *m* Schiefer geteilt).
5. Wechsel von Gesteinen analog 3, im mittleren Teile der Synklinale. Auch hier stellen sich noch Kalklagen ein.

Radiolitenreste sind bei einigem Suchen fast allenthalben in den Kalkbändern zu entdecken. Die Struktur der letzteren wechselt sehr, doch herrscht der Typus der Rudistenbreccie vor und erinnert oft

sehr an die bekannten Nabresina- und Repen-Taborgesteine des Triestiner Karstes. Ein Überwiegen roter Kalkmergel und Mergelschiefer vom Typus der Scaglia rossa (mit Globigerinen) beobachtet man erst im westlicheren Teil der Mulde, in den Profilen durch das Krngehänge (Umgebung von Karfreit); es vollzieht sich also eine Annäherung an die Verhältnisse der westlichen Hochgebirge.

III. Südlich der Kirchheim-Tolmeiner Überschiebungslinie, in einer Region, welche durch ihren tektonischen Bau und die Beschaffenheit der Trias-Jurabildungen bereits zu den Plateaus des Hochkarstes gehört, zeigt die Kreide noch die gleiche Beschaffenheit wie in den nördlicheren Profilen. Schöne Aufschlüsse bietet zum Beispiel talabwärts von Grahovo der untere Bačagraben, an dessen Steilhängen die harten, durch Mergel- und Schiefereinlagerungen getrennten Bänder der Rudistenbreccien mauerartig herausragen. An einer Stelle beobachtete ich in der tiefsten Stufe außer den allenthalben verbreiteten Radioliten auch Durchschnitte von Capriniden; in einem der Bruchsteine, welche aus dem Material der tieferen Rudistenlagen stammen und zusammen mit Woltschacher Kalken zum Bau des Eisenbahndammes unterhalb Grahovo Verwendung fanden, sammelte ich gut erhaltene Exemplare von *Radiolites (Distefanella) lumbricalis* Orb.[1] des Turon. Allerdings fand sich im Baumaterial auch *Hippurites* cf. *Oppeli* Douv., welcher als bezeichnend für einen mittleren Senonhorizont gilt[2]; doch liegt kein Beweis für sein ursprüngliches Zusammenvorkommen mit der obenerwähnten Art vor.

Neben der Bahntrasse beobachtete ich am Ausgange des Bačatales Hippuritendurchschnitte bereits in einer Breccienbank, welche nur durch eine auf etwa 15 bis 20 *m* geschätzte massige Stufe gleichfalls brecciöser Kalke von den normal unterlagernden Woltschacher Schichten getrennt ist. Weiter östlich, bei Slap, fand ich ein großes Exemplar von *Hippurites Oppeli* in einer Kalkstufe, welche gleichfalls an die Woltschacher Schichten angrenzt.

Die Schichtfolge über den Hornsteinkalken beginnt also, wenn man die verschiedenen Profile zusammenhält, nicht immer mit dem gleichen paläontologischen Niveau; die Anomalie wird aber leicht verständlich, wenn man das prachtvolle Kreideprofil der Isonzoschlucht von St. Lucia zum Vergleiche heranzieht. Als Ausgangsniveau wähle ich eine Bank, welche einige hundert Meter talabwärts von der Idricamündung als Scheitel einer flachen Aufwölbung angeschnitten wird. Der Isonzo hat sich hier einen stellenweise kaum 2 *m* breiten Felsenkanal ausgewaschen, an dessen linker Seite eine von Hochwässern glatt polierte Plattform schöne Hippuritendurchschnitte in großer Zahl auf einer Fläche von mehreren Quadratmetern beobachten läßt.

Die größten haben einen Durchmesser von über 10 *cm* und stimmen mit Douvillés Abbildung des *H. cornuvaccinum* Bronn (l. c. pl. XXXI, Fig. 3) ausgezeichnet überein; mehrere andere gehören dem Typus *Orbignya* Toucas an und gleichen im Durchschnitte der *O. sulcatoides* Douv. Wenn auch eine Bestimmung derartiger Reste nicht einwandfrei ist, so mag doch aus ihr hervorgehen, daß es sich um eine Hippuritengesellschaft handelt, wie sie im Untersenon des Mediterrangebietes verbreitet ist.[3] Wichtig ist der Umstand, daß die feinbrecciöse Ausfüllung der Stücke mit dem umgebenden Gestein identisch ist,

---

[1] Identisch mit Fig. 2, Taf. II in der Arbeit von C. F. Parona: Le Rudiste e le Camacee di S. Polo Matese. Acad. Reale delle Scienze di Torino, 1901.

[2] Vergl. H. Douvillé, Mém. Soc. géol. de France, Paléontologie, Mém. Nr. 6, Paris, 1897, p. 205. A. Toucas, ibid. Mém. Nr. 30, Paris, 1903, p. 109.

[3] Bei Lom (Kote 891) auf dem Rücken südöstlich vom Bahnhofe St. Lucia traf ich ein etwas jüngeres Rudistenniveau, in welchem ich durch kurzes Sammeln folgende Formen erhalten konnte:

1. *Joufia reticulata* G. Böhm (großes wohlerhaltenes Exemplar mit Deckelklappe),
2. *Hippurites sulcatoides* Douvillé (mehrere große Exemplare im Kalke enge nebeneinander eingekettet).
3. *H. variabilis* Munier-Chalmas.
4. *H.* aff. *Lapeirousi* Goldf.
5. *Apricardia* sp.

Die *Hippuriten* dieser Lokalität sprechen für einen etwas höheren Senonhorizont als die bisher erwähnten Formen.

daß die Rippen der zweitgenannten Form sich völlig scharf erhalten haben; es handelt sich also um Reste, welche sich in situ befinden.

Rote Mergelschiefer mit einzelnen Breccienbänken und einer Lage von Riesenkonglomerat (aus Rudistenkalkmaterial) bilden das Hangende der Hippuritenzone, aber etwa 20 *m* über der letzteren stellt sich wieder eine mächtige, gleichfalls brecciöse und konglomeratische Bank ein, welche auch am Ausgange der Isonzoschlucht von den vorher genannten Hippuritenschichten unterlagert wird. In dieser Bank, welche auch am Bahnhof von St. Lucia durchstreicht (vergl. Profil p. 73), fand ich an einer Stelle des Isonzoprofils abgerollte echte Caprinen, zum Teil von beträchtlicher Größe, daneben auch zahlreiche kleine Chamiden und Nerineenreste, wie sie überall verbreitet sind. Nahe dem Bahnhofe von St. Lucia kommen über dieser Konglomeratzone noch mächtige Schieferablagerungen, aus deren Rutschmaterial Herr Ingenieur Julius Peter ein schönes, doppelklappiges Exemplar von *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orbigny sammelte. Schlechtere Reste des gleichen Typus sammelte ich südwestlich von Woltschach im Anstehenden einer mächtigen Schieferzone, welche vom Woltschacher Kalk gleichfalls durch mehrere ausscheidbare Züge von Konglomerat- und Breccienkalk getrennt ist. Das Inoceramengestein ist immer identisch mit dem Podbrdoschiefer. Ich komme also zum Ergebnis, daß schon während der Ablagerung der oberen Kreide beträchtliche Umschwemmungen des abgelagerten Materials stattgefunden haben, daß die tieferen Schichten dadurch stellenweise entfernt wurden und Transgressionen jüngerer, hippuritenführender Horizonte bis auf den Woltschacher Kalk hinabgriffen.

Für die Praxis der geologischen Aufnahme ergeben sich daraus allerdings manche Schwierigkeiten, da eine ähnliche Umschwemmung fossilführender Kreideablagerungen auch während des Eozän stattgefunden hat.

Bei dieser Gelegenheit ist es nötig, eine strittige Frage zu erwähnen, welche sich seit langer Zeit durch die Literatur zieht und auch in dem hier wiederholt zitierten Werke von O. Marinelli: »Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento« behandelt ist. Der Autor kommt zur Anschauung, daß die verschiedenen sandig-schiefrigen Bildungen des Isonzotales mit ihren Einschaltungen von konglomeratischen Rudisten- und Nerineenkalken nicht Kreide sind, wie D. Stur meinte, sondern jenen »pseudokretazischen« Schichten Friauls angehören, welche umgeschwemmte Rudisten und Capriniden in nummulitenführendem Bindemittel enthalten, also eozänes Alter besitzen. Allerdings beziehen sich die Bemerkungen Marinellis nicht auf die gesamte Schichtfolge im Hangenden des Woltschacher Kalks, da er ausdrücklich sagt: »Finalmente si può notare come queste roccie ritenute cretacee sino sempre superiori alla scaglia rossa dove esiste, od ai calcari a rudiste. Questo fatto è facilmente constatabile ovunque nella valle dell'Isonzo« (p. 42 l. c.).

Da aber hervorgehoben wird, daß eine sandig-schiefrige Kreidefazies nirgends in den Nachbargebieten existiert, könnte doch der Eindruck wachgerufen werden, daß im voranstehenden großenteils »pseudokretazische« Ablagerungen beschrieben seien.

Für die Schiefer von Podbrdo entfällt natürlich diese Möglichkeit, denn ihre großen dünnschaligen Inoceramen sind sicher nicht eingeschwemmt; es gehört also die betreffende Gruppe samt ihrer Einschaltung von Rudistenkalk in die obere Kreide und beweist das tatsächliche Vorhandensein einer Flyschfazies, welche älter ist als das Eocän. Dasselbe gilt für die Inoceramen-führenden glimmerigen Mergelschiefer der Umgebung von St. Lucia und Woltschach, womit auch hinsichtlich der Altersdeutung der unter ihnen liegenden Rudistenbreccien der Isonzoschlucht ein Zweifel beseitigt ist; bezüglich der Hippuritenzonen von St. Lucia und Lom bietet übrigens schon die Vergesellschaftung und die Art der Einbettung der Leitformen Gewähr für ihr kretazisches Alter.

Trotzdem möchte ich Marinelli darin Recht geben, daß ein nicht unbeträchtlicher Teil von Ablagerungen des mittleren Isonzoabschnittes zwischen St. Lucia und Plava, welcher bei den Übersichtsaufnahmen wegen der Häufigkeit von Rudistenschalen als kretazisch aufgefaßt wurde, bereits ins Eozän zu stellen sein wird. Die »pseudokretazische« Ausbildung eines Teiles dieser Serie ist nicht nur in Friaul,

sondern auch auf österreichischem Gebiete eine sehr verbreitete Folgeerscheinung der Transgression und verursacht Schwierigkeiten, da sandig-schiefrige Einschaltungen hier nicht bloß ein Merkmal des Eozän sind, wie Marinelli auf Grund der Verhältnisse im italienischen Gebirgsabschnitte annehmen mußte. Es zeigt vielmehr im Bača- und mittleren Isonzogebiete auch die obere Kreide eine Wechsellagerung von Rudistenbreccien und Konglomeraten mit Schichten, welche zum Teile den Typus der Scaglia, zum Teile aber echten Flyschcharakter besitzen.

Noch vor dem Austritte des Isonzo in die Görzer Ebene macht diese Übergangsbildung der normal entwickelten Karstkreide Platz, welche den randlichen Höhenzug (Monte Santo und Sabotino) zusammensetzt.

Die obere Kreide hat also im hier besprochenen Gebiete eine Ausbildungsart, welche dem ganzen österreichischen Karste fremd ist und einen Einfluß der Festlandsnähe verrät, wie er weiterhin, im östlichen Teile der südlichen Kalkalpen, der Zentralzone und schließlich in den Nordalpen durch die Transgressionen des Gosaumeeres besonders klar zum Ausdrucke kommt.

Jüngere Flysch- und Konglomeratbildungen.

(Vermutlich oberstes Senon-Eozän.)

An die Serie von Rudistenbreccien, Schiefern und Mergeln schließt sich im Isonzogebiete eine sehr mächtige Schichtfolge an, in welcher schiefrig-sandige Ablagerungen vom Charakter der Flyschentwicklung weitaus überwiegen. Zwischen diesen leicht verwitternden, daher sanfte Gehänge bildenden Gesteinen findet man zahlreiche konglomeratische Einschaltungen, welche zertrümmerte und abgerollte Rudistenschalen, bald in kalkig-sandigem, bald in tonigem Bindemittel enthalten. Im Terrain bilden diese Bänke zusammen mit den vergesellschafteten feinen Kalkbreccien und Kalksandsteinen weithin fortlaufende Felsriffe, welche besonders bei flacher Lagerung eine auffallende Abstufung der Isonzogehänge bewirken.

Während im Eozänflysch von Görz und Friaul Bänke mit Nummuliten sehr verbreitet sind, ist es mir bis jetzt nicht gelungen, in den sogenannten »pseudokretazischen« Bildungen des Isonzotales Reste dieser Foraminiferen zu entdecken. An mehreren Stellen fand ich dafür Orbitoiden (bisher allerdings nicht das typisch alttertiäre Subgenus *Orthophragmina*) im Bindemittel der klastischen Rudistenschichten eingebettet, so bei Drobočnik südlich von St. Lucia, ferner an der Reichsgrenze bei Livek (Luico) etc.

Herr Dr. R. Schubert, welcher die Proben untersuchte, stellte mir folgende Angaben zur Verfügung: »Eozäne Typen, wie Nummuliten und Orthophragminen, fehlen total, hingegen sind Orbitoiden aus der Verwandtschaft der *O. media* und *mamillata* (Loc: Matajurgipfel, Drobočnik) vorhanden; in Parallelschliffen zeigen sie den für Kreideorbitoiden bezeichnenden rundbogigen Kammerbau (vergl. Schlumberger, Bull. Soc. géol. de France, 1901, 1902). Außerdem finden sich im Material von Drobočnik Querschnitte, welche recht gut mit der kürzlich von H. Douvillé beschriebenen *Arnaudiella Grossouvrei* (Bull. Soc. géol., 1906, p. 599) übereinstimmen: Äußerlich nummulitenähnlich, zeigen sie im Schliff, daß die einzelnen ‚Umgänge' aus mehreren über einander geschichteten Lagen von Kämmerchen bestehen, die den Lateralkammern der Orbitoiden entsprechen. Sowohl *Arnaudiella* als auch die Orbitoiden wurden aus dem jüngsten Senon beschrieben.

Nach dem Resultat dieser Untersuchung scheint am Innenrande der Friauler Mulde die Grenze zwischen Kreide und Eozän bereits inmitten der scheinbar einheitlichen klastischen Gruppe zu liegen, welche weiter im Süden Fossilien der Nummulitenschichten geliefert hat. Auf der geologischen Karte sind die hier besprochenen Schichten als Eozän? bezeichnet.

Im Tolmeiner Gebiete, nördlich des Isonzo, ist es mir bisher noch nicht gelungen, Anhaltspunkte für die Abtrennung einer oberen Flyschserie zu finden, ebensowenig wage ich es, im westlichen Teile des Veitsbergplateaus, an der unteren Bača, einen Schnitt zu führen, welcher doch nur theoretisch sein könnte; überzeugt vom Fehlen des Eozän bin ich im Gebiete der Schieferserie von Podbrdo.

Die Sandsteine und Schiefer, welche am Fuße des Krn (schon außerhalb der beigegebenen Karte) die Scaglia begleiten, wurden von O. Marinelli [1] auf Grund ihrer petrographischen Übereinstimmung mit dem Flysch von Friaul trotz des Fehlens von Fossilien als Eozän aufgefaßt, doch ist diese Parallelisierung sehr problematisch, da D. Stur bei Flitsch in Sandsteinen der gleichen Muldenzone einen Inoceramus fand (D. Stur: Das Isonzotal. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1858, p. 21).

Oberoligozän.

Im weiten Talbecken der Wochein liegt diskordant über dem Dachsteinkalk eine über 600 *m* mächtige Reihe von Tertiärschichten, welche einer anderen Altersstufe und einem anderen Ablagerungsbezirk angehören als die Eozänbildungen südlich der Julischen Alpen. Die Gesteine bestehen mit Ausnahme der Basalkonglomerate vorwiegend aus weichen Tonmergeln, Tonen, Sandsteinen und sind Süßwasserablagerungen.

Im Tunnel führen sie *Planorbis, Lymnaeus, Helix, Bythinia, Melanopsis, Cyrena, Characeen*-Früchte; in der Nähe des Wocheiner Sees lieferten sie auch *Pecten* sp. und *Potamides margaritaceus* (Stur, l. c. p. 21) ein Beweis, daß ein brakisch-mariner Horizont vorhanden ist, vielleicht als höhere Abteilung, da im, Tunnelprofil über den Basalkonglomeraten durchaus Süßwasserschichten angetroffen wurden. Südlich von Feistritz findet man in den Sandsteineinlagerungen Pflanzenabdrücke, welche Stur in größerer Zahl sammelte und Prof. Ettingshausen zur Bestimmung übergab. Die Flora bestand aus folgenden Arten:

Araucarites Sternbergi Göpp. (Häring, Sotzka),
Quercus mediterranea Unger (Parschlug),
Quercus fucinervis Unger (Altsattel),
Fagus castaneaefolia Unger (Leoben und Wartberg),
Platanus Goepperti Ett.,
Olea mediterranea Unger (Parschlug),
Olea bohemica Ett.,
Rhus Hertha Unger (Parschlug),
Ceratopetalum haeringianum Ett. (Häring)
und neue Arten von *Castanea, Quercus, Celtis, Ulmus, Laurinium.*

Kleine Kohlenschmitzen sind allenthalben verbreitet. Die Ablagerung stellt nach ihrer ganzen Beschaffenheit einen Ausläufer der Oberoligozänschichten der Laibacher Saveebene (Zwischenwässern) und der Trifailer Braunkohlenmulde dar, wofür auch der angegebene Fund von *Potamides margaritaceus* spricht, während die Flora einen wenig ausgesprochenen Charakter besitzt, da sie sowohl Oligozän- als auch Neogenformen enthält.

Das Tertiär der Wochein gehört also auch geologisch dem Donaugebiet an und steht mit den Bildungen der periadriatischen Region in keiner direkten Verbindung.

Jüngere Kontinentalablagerungen.

a) Nagelfluh von Ravne bei Wocheiner Feistritz.

Bis 200 *m* über dem Talboden der Wocheiner Save liegen Reste einer Nagelfluhterrasse (Ravne 714 *m*) deren Material außer vorherrschenden Triasgeröllen auch Bestandteile der Oligozänschichten enthält. Es kann sich hier nur um Reste von präglazialen oder altdiluvialen Flußablagerungen handeln.

---

[1] Vergl. O, Marinelli, l. c. p. 42.

b) Moränen und Terrassenschotter.

Sowohl auf der Nordseite des Wocheiner Kammes als auch im Isonzogebiet sind Spuren der Eiszeit sehr verbreitet; eine Moränenzunge des alten Isonzogletschers reicht bis über St. Lucia hinaus. Auch diluviale Flußablagerungen spielen im Talgebiete der Save und des Isonzo eine große Rolle; sie gehören nach den Lagerungsverhältnissen verschiedenen Altersstadien an, doch steht eine Besprechung dieser Bildungen in keinem Zusammenhange mit der hier gegebenen Aufgabe, um so mehr als auf der Begleitkarte nur ein kleiner Ausschnitt der Talsysteme enthalten ist.

Stratigraphische

	Profil des Wocheiner Kammes	Porezen und oberes Bačatal
Quartär	Niederterrasse und Moränen (Wochein). Nagelfluhterrasse von Ravne (714 *m*)	Alluvium
Tertiär	Oberoligocän der Wochein: graue Tonmergel, Tone und mürbe Sandsteine; an der Basis mächtige Kalkkonglomerate unmittelbar auf oberem Triaskalk. Fossilien: Characeen, Blattreste, Cyrenen, Planorbis cf. cornu, Lymnaeus, Melanopsis, Helix subapicalis, Clausilia. —	— —
Obere Kreide	—	Graue flyschartige, sandige Tonschiefer mit Chondriten und Inoceramus cf. regularis d'Orbigny; kalkige Sandsteinbänkchen häufig; eine Einlagerung von brecciösem Radiolitenkalk als Felsband heraustretend.
Untere Kreide	—	Woltschacher Plattenkalk mit Hornsteinausscheidungen.
Jura-Lias	5. Dunkle Ton- und Kieselschiefer (Radiolarite) mit einzelnen Kalkbändern. 3. Graue, rotbraune und grünliche Ton- und Kieselschiefer (Radiolarite). 2. Ebenflächig spaltende Kalkschiefer. Hornsteinkalke und Dolomite. Crinoidenkalke (zum Teil Oolith) mit Phylloceras Partschi, Harpoceras sp. Rotbraune kieselreiche Plattenkalke und Kalkschiefer. 1. schwarze Schiefer der Črna prst.	4. Wechsellagerung von grauen, oft kalkigen und kieseligen Schiefern, Hornsteinbänken und grauen, zum Teil fein brecciösen Kalken (mit Hornsteinausscheidungen). 3. Crinoidenkalke (von Stur eine Belemnitenbreccie erwähnt). 2. Graue matte Tonschiefer und Mergel, untergeordnet auch Kieselschiefer. 1. Unreine graue Kalke und Mergel mit streifigen, oft sandig anwitternden Kieselausscheidungen.

c) Schutt und Alluvium.

Die Südwände des Wocheiner Kammes sind durch sehr bedeutende Schuttströme ausgezeichnet, da infolge der verbreiteten Überschiebungserscheinungen die Schichtköpfe des Dachsteinkalkes vorwiegend von weicheren jüngeren Schichten unterlagert werden und daher die Neigung zum Abbruch haben. Auch das Isonzotal ist infolge der Steilheit der Gehänge sehr häufig von Schuttlehnen begleitet, welche stellenweise, so in der Umgebung von Tolmein, den Zusammenhang der sonst meist vortrefflichen Aufschlüsse stören. Im Bačatal treten infolge der schiefrigen Natur mehrerer Gesteinszonen zahlreiche Muhrenterrains auf, welche für den Bahnbau mannigfaltige Schwierigkeiten boten (vergl. die Trassenbeschreibung im Abschnitt VI). Rezente Alluvien sind fast nur in den Haupttälern vorhanden, während die Seitengräben meist in anstehendes Felsterrain eingeschnitten sind und oft schluchtartigen Charakter besitzen.

Tabelle.

Zeyertal vom Ursprung bis Bischoflack	Unteres Idricagebiet (Region südlich der Kirchheim-Tolmeiner Störung)
Alluviale und diluviale Schotter und Lehme.	Alluviale uud diluviale Schotter.
Oberoligozäne bunte Kalkkonglomerate von Bischoflack (aus Triasgeröllen) diskordant auf Muschelkalk.	—
—	Jüngere Flyschbildungen und Rudistenkonglomerate; lokal mit Orbitoiden.
—	Wechsellagerung von teilweise brecciösen Radioliten- und Hippuritenkalken mit rötlichen und grauen, sandig-tonigen Schichten (Inoceramusreste bei St. Lucia). Die untere Partie der Rudistenkalke enthält lokal *Radiolites (Distephanella) lumbricalis, Apricardien* und *Caprinen*.
—	Woltschacher Plattenkalk mit Hornsteinausscheidungen.
—	Unreine mergelige Schichten und korallenführende brecciöse Kalke des Tithon (»Plassenkalk« des Lašcikplateaus). Stratigraphische Lücke im tieferen Jura.

		Profil des Wocheiner Kammes	Porezen und oberes Bačatal
Trias	Norisch-rhätische Stufe (zum Teil inkl. Tropites Zone)	Weiße dichte Dachsteinkalke, Breccienkalke und Oolithe mit Halobia plicosa, Monotis cf. salinaria, Amphiclina amoena, Megalodus etc.	Graue, zum Teil ziemlich dunkle, hornsteinführende Dolomite und Kalke (bis über 600 *m* mächtig) mit Megalodus; bei Kneža auch *Tropites fusobullatus* Mojs. der oberkarnischen Stufe.
	Karnische und Ladinische Stufe	Dunkle Tonschiefer und brecciöse sandig-schieferige Gesteine mit Cassianella decussata (Kassianer Schichten) am Ostfuße der Jelovca. Felsitporphyre und Tuffe nördlich von Eisnern (Wengener Niveau).	*b)* Dunkle, meist stark gequetschte Tonschiefer mit Lagen von grauen Kalken, Quarzsandsteinen, Konglomeraten (Gerölle von Felsitporphyr und Kalk). Fauna von Selo mit *Amphiclina amoena, Cidaris dorsata, Trachyceras* etc. *a)* Dunkle massige Kalke der Esinofazies (südlich des Porezen als Abschluß von mächtigen lichten Kalken) mit *Cidaris dorsata, Megalodus, Naticopsis (Fedaiella)* aff. *monstrum.*
	Muschelkalk	—	—
	Untere Trias	—	—
Perm		—	—
Carbon		—	—
Älteres Paläozoikum		Vorcarbonische Grauwacken, Phyllite, Mandelsteine etc. am Südfuße der Jelovca.	Vorcarbonische Grauwacken, Phyllite, Mandelsteine etc.

Zeyertal vom Ursprung bis Bischoflack	Unteres Idricagebiet (Region südlich der Kirchheim-Tolmeiner Störung)
—	*b)* Megalodontenkalk. *a)* Gut gebankter Hauptdolomit; in den tieferen Schichten häufig mit braunen mergeligen Zwischenlagen.
—	*b)* Raibler Schichten, keilen auf der linken Idricaseite aus und fehlen im Lascikplateau. *a)* Wengener Schiefer, Tuffe und Felsitporphyre.
c) Hornsteinplattenkalk von Bischoflack und Krainburg. *b)* Dunkle Schiefer der »Pseudogailtaler« Fazies. *a)* Lichte, dickbankige oder massige Dolomite und Kalke.	Massige, weiße Dolomite (Schlerndolomitfazies).
Sandig-glimmerige Werfener Schiefer und Mergel.	Werfener Schiefer, glimmerige Dolomite, Mergel.
b) Bellerophonkalk mit Diploporen, Bellerophon etc. *a)* Grödener Quarzsandsteine und Konglomerate.	*b)* Bellerophonkalk mit Diploporen und Bellerophon. *a)* Grödener Quarzsandsteine und Konglomerate.
Schwarze Tonschiefer.	Schwarze Tonschiefer.
c) Dachschiefer von Salilog. *b)* Dunkle Kalke und Dolomite von Eisnern und Leskouc (*Cyathophyllum* cf. *excelsum*). *a)* Grauwacken, Phyllite, Serizitschiefer und Mandelsteine mit Einlagerung von halbkristallinem Bänderkalk (analog dem Silur des Seeberges in den Ostkarawanken).	—

III. Abschnitt.

Der Wocheiner Tunnel.

Gesamtlänge mit Portalen 6339 *m*, im Gestein **6334** *m* (Bahnkilometer ab Aßling: 28·462 bis 34·796).

Richtung: Geradlinig Nord 7° West bis Süd 7° Ost auf eine Erstreckung von 6264 *m*; die letzten 70 *m* der südlichen Tunnelpartie beschreiben einen Bogen mit 250 *m* Radius; die Richtung der Tangente ist am Südportal Nord $9^1/_2$° Ost (das dem Bogen entsprechende Stück des Richtstollens hatte eine Länge von 53 *m*).

Schwellenhöhe: Nordportal bei Wocheiner Feistritz (Krain) . . . . . 525·26 *m*
Scheitelpunkt bei Bahnkilometer 32·019 (Tunnelmeter 3557 von Nord) 534·15
Südportal bei Podbrdo (Küstenland) . . . . . 508·06

Gefälle: *a)* nördliche Partie in der Länge von 3557 *m* . . . . . 2·5‰ gegen Nord
b) mittleres Stück in der Länge von 212·5 *m* mit mittlerem Gefälle von 2‰ » Süd
c) südliche Partie in der Länge von 2564·5 *m* . . . . . 10‰ » »

Der Durchschlag des Richtstollens erfolgte bei Meter 3541 (von N).

Beschreibung der geologischen Aufschlüsse in der Tunnellinie.

Ein Blick auf die Profildarstellung am Schlusse der Arbeit zeigt uns im Bereiche des Wocheiner Tunnels eine derartige Anordnung der Schichten, daß zwischen den Aufschlüssen an der Terrainoberfläche und jenen in der Tiefe eine sehr enge Wechselbeziehung besteht, und zwar in der Weise, daß die einzelnen Schichtstufen von beiden Schnitten nicht nur in der gleichen Reihenfolge, sondern mit ganz untergeordneten Ausnahmen auch in der gleichen Zahl getroffen werden. Es hängt dies damit zusammen, daß der Wocheiner Kamm in der Umgebung der Bahntrasse einen zwar komplizierten aber der Hauptsache nach steil isoklinalen Aufbau besitzt, bei welchem die hier in Betracht kommenden Höhenunterschiede (im Maximum kaum 1000 *m*) keine wesentliche Veränderung des geologischen Bildes mit sich bringen.

Aus diesem Grunde ist eine völlig getrennte Beschreibung des Terrainprofils und des Tunneldurchschnittes nicht nötig, sondern es empfiehlt sich besser, bei jeder Schichtgruppe die obertägigen und die unterirdischen Aufschlüsse einander direkt gegenüberzustellen, um ihre Wechselbeziehungen deutlicher zum Ausdrucke zu bringen.

Ich hatte ursprünglich die Absicht, die Beschreibung des ganzen Tunnelprofils vom Nordportal angefangen nach Süden in einem Zuge durchzuführen, halte es aber jetzt aus manchen Gründen, besonders um eine Übereinstimmung mit dem Gang der technischen Arbeiten aufrecht zu erhalten, doch für besser, in der Durchschlagsregion abzubrechen und die Beschreibung der zweiten Hälfte von Süden her zu beginnen, also nach der Richtung vorzugehen, gegen welche der Stollen getrieben wurde und welche auch

Übersicht über die Verteilung der Gesteinsgruppen im Wocheiner Tunnel.

Nordhälfte (vom Nordportal aus gerechnet)		
Meter 0 bis 1600 N	Meter 1600 bis 2852 N	Meter 2852 bis 3300 N (= Meter 3034 S)
Mulde von oberoligozänen Süßwasserschichten (mit aufgelagertem Diluvialschotter nahe dem Portal).	Obere Trias (Dachsteinkalk)	Jurazone des Nordflügels der Črna prst-Aufwölbung (2852 bis 3235 N). Kleiner Aufbruch von Dachsteinkalk (3235 bis 3300 N).
Südhälfte (vom Südportal aus gerechnet)		
Meter 3034 bis 1995 S	Meter 1995 bis 1282 S	Meter 1282 S bis 0
Gegen Süden überkippte Juraregion. *d)* Kalkzone der Kobla (3034 S [3300 N] bis 2600 S). *c)* Kalkschiefer (2600 bis 2518 S). *b)* Ton- und Kieselschiefer (2518 bis 2350 S). *a)* Südlicher Kalkzug (2350 bis 1995 S).	Paläozoische Aufbruchszone (1995 bis 1282 S).	Kretazische Region. *c)* Nördliche Schieferzone (1282 bis 703 S). *b)* Antiklinale von Woltschacher Plattenkalk (703 bis 503 S). *a)* Südliche Schieferzone (503—0).

in der Stationierung des Profils zum Ausdrucke kommt. Ich entschloß mich dazu um so leichter, als auch die Beschreibungen des Karawanken- und Bosrucktunnels von F. Teller, beziehungsweise G. Geyer, den gleichen Weg einschlagen.

In unserem Falle ist eine natürliche Gliederung in eine nördliche und eine südliche Tunnelpartie insoferne gegeben, als letztere die südliche Vorlage des Wocheiner Kammes durchfährt, welche sich auf weite Erstreckung tektonisch von der Hauptmasse des Gebirges deutlich abhebt und auch im Tunnel durch die Dislokation von Meter 3300 von der nördlichen Abteilung geschieden ist. Aus diesem Grunde werde ich übrigens die kurze Strecke von 241 *m*, welche diese Grenze vom Durchschlagspunkte trennt, im Zusammenhange mit der Südhälfte des Tunnels beschreiben, um nicht innerhalb einer einheitlichen Schichtmasse einen unnatürlichen Schnitt zu führen.

Eine Zusammenfassung und Diskussion der tektonischen Verhältnisse des Tunnelprofils folgt im VII. Abschnitte der Arbeit (p. 75 ff. [115] in Verbindung mit einer Darstellung der gesamten Gebirgsanlage.

I. Nordhälfte des Wocheiner Tunnels.

(Von *m* 0—3300 von Nord.)

A. Die Quartär- und Tertiärzone.

(Tunnelmeter 0—1600 von Nord.)

1. Die Aufschlüsse an der Terrainoberfläche.

Der Fuß des von Ravne gegen den Alluvialboden von Wocheiner Feistritz geneigten Hanges ist mit diluvialen Flußanschwemmungen überkleidet, welche die Fortsetzung der ausgedehnten Terrasse „Dobrava" darstellen. Die tertiären Süßwasserschichten (Oberoligozänablagerungen) bilden, wie die Karte zeigt, eine beiläufig ostwestlich gestreckte Mulde inmitten des Dachsteinkalkes und erstrecken sich im Westen, durch quartäre Bedeckungen (Schotter und Moränen) häufig verhüllt, bis an den Wocheiner See, im Osten noch etwa 4 *km* über Feistritz hinaus. Im Detail beschreibt der Verlauf der Muldenränder mehrere unregelmäßige Krümmungen und Auszackungen, so zum Beispiel bei Feistritz, wo eine kleine Dachsteinkalkaufragung noch mitten im Orte erscheint, während weiter östlich die Tertiärgrenze wieder mehr nach Norden vorgeschoben ist.

Die Lagerung der Schichten ist an der Oberfläche nur sehr unvollkommen sichtbar, wozu nicht nur die reiche Vegetationsdecke, sondern auch die Häufigkeit von Verrutschungen des weichen Gesteinmaterials beiträgt. Die tonigen Mergel gehen nämlich bei Durchfeuchtung in eine glitschige Masse über, welche die eingelagerten Sandsteinbänke in Mitleidschaft zieht. Trotzdem beobachtet man am unteren Teile des Gehänges bei Feistritz ganz deutlich ein flach SSW, also bergwärts gerichtetes Einfallen; höher oben wird aber die Lagerung unklarer. Die Grenze zwischen den konglomeratischen Basalbildungen des südlichen Muldenrandes und dem Dachsteinkalk liegt an der Tunnellinie etwa in 950 *m* Seehöhe, doch ist das Einfallen des Muldenrandes nicht zu beobachten.

Das Material der Nagelfluhterrasse von Ravne (714 *m*), welche innerhalb des Muldenterrains etwa 200 *m* über dem heutigen Talboden liegt, reicht nicht bis in das Niveau der Bahntrasse herab.

2. Die Aufschlüsse im Tunnel.

a) Quartär.

Der Richtstollen des Tunnels und der Voreinschnitt wurde bei Bahnkilometer 28·387 (ab Aßling) in den diluvialen Ablagerungen begonnen, welche hier aus horizontalen Schottern mit lettigem Bindemittel und unregelmäßigen Lehmlagen bestehen. Das Tunnelportal wurde jedoch wegen der unzureichenden Gebirgsüberlagerung und des ungünstigen, rutschigen Materials um 75 *m* weiter südlich verlegt und das Anfangsstück des Richtstollens gleichfalls in einen Einschnitt verwandelt, dessen Gesamtlänge jetzt 140 *m* beträgt. Das Tertiär, welches schon ein kurzes Stück nördlich vom Tunnel unter der Diluvialauflagerung emporsteigt, nahm in der Gegend des heutigen Portals bereits den ganzen Sohlstollen ein, doch zog sich die Decke der aufgelösten Quartärbildungen im oberen Teile des Vollausbruches noch ein beträchtliches Stück weiter nach Süden. Ich hatte nicht Gelegenheit, die Gesamtausdehnung zu sehen, doch geht aus den Detailbeobachtungen von M. v. Klodič hervor, daß erst bei Meter 100 die Tunnelröhre auch in ihrem oberen Teile aus dem Bereiche dieser Anschwemmungen trat.

b) Die Synklinale der tertiären Tonmergel.

Der Tertiärabschnitt zeigt einen geologisch außerordentlich einfachen Bau: er stellt sich als eine regelmäßige Mulde dar, deren Achse bei Meter 860 liegt, also etwas gegen die Südgrenze (Meter 1600) gerückt ist, besonders wenn man berücksichtigt, daß die Schichten des nördlichen Flügels im Tunnel noch nichts von den konglomeratischen Basalbildungen enthalten. Diesem Verhältnisse entsprechend ist die Lagerung im nördlichen Muldenteile bedeutend flacher als im südlichen; der Einfallswinkel beträgt in ersterem mit geringen Schwankungen 25 bis 30°, Richtung SSW (meist S 10° W). Die Umbiegung bei Meter 860 vollzieht sich ohne jede Zertrümmerung des Gesteins, und zwar ist bereits unmittelbar neben der Muldenachse ein merklicher Unterschied zwischen dem Betrage der Aufrichtung des Nordschenkels und jenem des Südschenkels zu beobachten. Ersterer verflächt hier mit weniger als 20°, hingegen zeigt letzterer ein Einfallen von 40°, Richtung NNW. Auch in der weiteren Durchquerung bis zur Triasgrenze bewegt sich das Einfallen zwischen 40 und 50°, und zwar derart, daß als Durchschnitt ziemlich genau 45° resultieren dürfte.

Nur bei Meter 1225, wo die einzige in der Tertiärstrecke vorhandene, aber ganz untergeordnete Kluft oder besser gesagt Verdrückung durchzieht, steigt das Einfallen innerhalb einiger Meter über den normalen Betrag.

Die Richtung des Verflächens bleibt gleichfalls sehr konstant, sie ist mit ganz geringen Ausnahmen N 30 bis 40° W (und zwar näher an 40°) und entspricht also dem Sinne, in welchem sich der Muldenteil südöstlich von Feistritz gegen den Talkessel senkt.

Die beiden Schenkel schließen also einen ziemlich beträchtlichen Winkel ein:

Das Streichen des nördlichen ist W 10° N, des südlichen: W 40° S; das Muldentiefste, mithin die größte Mächtigkeit der Schichtfolge, ist also etwas westlich der Tunnelachse anzunehmen.

Aus dem Profil läßt sich in der Tunnellinie für den südlichen Flügel des Tertiärs eine Gesamtmächtigkeit von rund 650 *m* ermitteln, wobei nach der ganzen Anordnung der Schichten angenommen werden darf, daß die kleine Schichtstörung bei Meter 1225 keine irgendwie erhebliche Veränderung hervorgebracht hat; vom nördlichen Muldenflügel, welcher überhaupt keine Zerreißung zeigt, ist in der gleichen Linie eine Mächtigkeit von etwas unter 500 *m* vorhanden, wobei aber zu berücksichtigen ist, daß hier die konglomeratischen Basalbildungen, welche am Gegenflügel 100 *m* stark sind, nicht angeschnitten wurden. Die Mächtigkeit der Oberoligozänschichten überschreitet also in der Gegend von Feistritz den Betrag von 600 *m*.

Einfach wie die Lagerung ist auch das Gesteinsmaterial der Tertiärschichten: Weitaus vorherrschend sind milde, graue, tonige Mergel mit ebenem oder muschligen Bruch, in trockenem Zustande ziemlich standfest. In Wasser zerfallen sie nach kurzer Zeit zu einem Brei, wodurch sich die geringe Beteiligung dieser Schichten an den obertägigen Aufschlüssen erklärt. Bei Meter 530 wurde eine Bank lichtgrauer, muschlig brechender Kalk vom Habitus vieler Süßwasserkalke durchfahren. Häufig finden sich dünne Zwischenlagen von grauen und braunen kalkarmen Tonen, welche an nassen Stellen als lettige Bestege erscheinen; nur vereinzelt entwickeln sich diese Einschaltungen zu Schichten von mehr als 1 *m* Mächtigkeit. Bedeutendere Zwischenlagen stellen die gleichfalls ohne bestimmte Regel, aber sehr häufig eingeschalteten, bald mürben, bald ziemlich widerstandsfähigen Sandsteinbänke dar, welche, wie man an gröberen Partien sieht, viel Kalk- und Hornsteinmaterial enthalten, also aus der Zerstörung mesozoischer Schichten der Umgebung abgeleitet sind.

An sehr zahlreichen Stellen wurden Kohlenschnürchen angetroffen; meist folgen sie der Schichtung als kleine Linsen in der Stärke von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern, oder als schmale Komplexe papierdünner Lagen; man konnte aber auch Stellen beobachten, an welchen sie die Schichten als schmale Trümer auf eine kurze Strecke durchschneiden. Sie sind regellos durch die ganze Schichtmasse verstreut — der erste Fundpunkt war 18 *m* vom Portal entfernt — der letzte lag in der Umgebung von Meter 1400, also nicht weit oberhalb der Basalkonglomerate.

Fossilien: (*hh* = sehr häufig, *h* = häufig, *s* = selten).

hh Characeenfrüchte (sehr häufig in den Tonmergeln verstreut, z. B. bei Meter 39, 224, 307, 1440).

s *Cyrena* cf. *suborbicularis* Desh. Meter 920.

h h *Planorbis* cf. *cornu,* bei Meter 39, 224, 228, 307, 542, 920, 990, 1015, 1200, 1253, 1300, 1373.

h *Limnaeus* sp. Meter 926, 990.

s *Helix subapicalis* Sandberger, Meter 926[1]. *h* *Clausilia* sp. Meter 926.

s *Bythinia* sp., Meter 920.

s *Melanopsis subulata* Sandberger, Meter 39[2].

Die Fossilien fanden sich durchwegs in den Mergeln und zeigen trotz der bedeutenden Vertikaldistanz, über welche sie zerstreut sind, keine Merkmale, die eine stratigraphische Verschiedenheit andeuten würden; allerdings handelt es sich um vorwiegend indifferente Typen von Süßwasser- und einzelnen eingeschwemmten Landfossilien.

Für eine schärfere Horizontbestimmung als jene, die auf Grund des Vorkommens von Potamides margaritaceus am Wocheiner See und der geologischen Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen des Savegebietes vorgenommen wurde, ist das Material nicht geeignet.

c) Basalbildungen des Tertiärs.

Bei Meter 1460 stellen sich die ersten Lagen von Kalkkonglomerat ein, häufig noch durch Zwischenlagen von sandigen und selbst tonigen Schichten unterbrochen. Von Meter 1490 herrschen die Konglomerate weitaus vor, doch finden sich auch hier schmale Partien von vorwiegend bräunlichen, etwas eisenschüssigen Sandsteinen und von Letten, welche die Schichtung deutlich zum Ausdrucke bringen, aber mit der Annäherung an die Basis mehr und mehr verloren gehen. Das Einfallen entspricht völlig jenem der übrigen Gesteine des südlichen Muldenflügels (40 bis 50° N 40 W).

Die Gerölle bestehen aus vorwiegend gerundeten Fragmenten des Dachsteinkalkes, welche zum Teil durch Kalkgrus, zum Teil durch ein lettiges Bindemittel verkittet sind. Die Grenze gegen die Triasunterlage läuft an der Sohle des Tunnels fast genau bei Meter 1600 durch und steigt entsprechend der Gesamtlage der Tertiärschichten gegen Süden an; es handelt sich um eine einfache Auflagerung auf einem unebenen, zerklüfteten Kalkterrain, eine Grenzdislokation ist nicht vorhanden.

Wasser: Infolge des Vorherrschens undurchlässiger, an der Oberfläche lehmig verwitternder Schichten war der Wasserzufluß in der Tertiärstrecke ganz geringfügig.

Er beschränkte sich in der Regel auf die sandigen Einlagerungen, wo er in Form von Regen oder in kleinen Quellen austrat; die Gesamtwassermenge dieses Tunnelabschnittes bezifferte M. v. Klodič, welcher die Messungen vornahm, auf 6 Sekundenliter.

Da zirka 3 *km* westlich von der Tunnellinie der wasserreiche Feistritzbach unmittelbar an der Grenze zwischen Tertiär und Dachsteinkalk als Stromquelle entspringt (Seehöhe 620 *m*), mußte man darauf gefaßt sein, daß schon in der Basalregion der Tertiärkonglomerate Wassereinbrüche erfolgen würden. Dieser Fall trat nicht ein, sondern die Konglomerate waren bloß feucht und die ersten Quellen traten vereinzelt an verschiedenen Klüften im Dachsteinkalk auf, ein größerer Wassereinbruch erfolgte erst in der Strecke von Meter 1820—1900. (Über den wahrscheinlichen Zusammenhang zwischen dieser Erscheinung und der Beschaffenheit der Klüfte vergl. S. 32 [72].)

Verhalten des Gesteins bei den Arbeiten.

Die Tertiärstrecke erwies sich für die Tunnelierung günstiger als nach der Beschaffenheit der obertägigen Aufschlüsse vorauszusetzen war. In der Zusammenstellung, welche Herr Ingenieur von Klodič auf Grund der eigenen Beobachtungen und der Daten

---

[1] F. Sandberger: Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt.

[2] Ibid.

aus den Wochenberichten machte, steht diesbezüglich: »Sehr gut zu bohren, gute Schußwirkung, kein Druck (nur in den ersten Ringen mangels genügender Überlagerung geringe Druckerscheinungen). Standfest, doch wegen Sprenglockerung und leichter Verwitterbarkeit (besonders in der Nässe) Sohlstollen durchaus, Firststollen meist mit Einbau. Wasserzudrang minimal«.

Der tägliche Stollenvortrieb betrug mit Handbohrung (3 Bohrer) bei forciertem Betriebe (dreimaliger Schichtwechsel) durchschnittlich 3·5 *m* in 24^h (Maximum 5·7 *m* am 20. November 1902 bei Meter 1460 im Anfangsstücke der Konglomeratzone). Der Vortriebstollen wurde dabei mit einem Profil von 4·8 m^2 angelegt und hinterdrein auf das Normalprofil von 8 m^2 erweitert.

B. Die Dachsteinkalkzone.

(Tunnelmeter 1600 bis 2852 von Nord.)

1. Die Aufschlüsse an der Terrainoberfläche.

Die Dachsteinkalkregion zeigt obertags in der Linie des Tunnels drei im großen und ganzen ziemlich charakteristische Abteilungen, von denen die nördliche besonders mächtig entwickelt ist; sie besteht aus den auch sonst am häufigsten vertretenen lichten, splittrigen Kalken, welche nicht selten Durchschnitte von Kalkalgen (zum größeren Teile wohl *Gyroporella*) sowie Korallen führen und stellenweise auch Megalodontenreste zu enthalten pflegen. Das Einfallen ist an den unregelmäßigen Felsaufragungen innerhalb des ziemlich dicht bewaldeten Terrains nicht gut zu beobachten, scheint aber nach einer Beobachtung, die ich in der Umgebung von Kote 1130 der Spezialkarte machte, vorwiegend nach NNO gerichtet zu sein.

Ohne scharfe Grenze entwickeln sich gegen Süden (an der Kuppe 1527) Breccienkalke mit zahlreichen Korallendurchschnitten (*Montlivaultia, Calamophyllia*), einzelnen großen Cidariskeulen und Gastropoden; hieran schließen sich im Süden typische Oolithkalke, welche unter einem sehr steilen Winkel nach Norden einfallen; in ihnen fand ich auf Kuppe 1527 den Rest eines glatten Pecten (*Entolium* sp.). Die nächstfolgende Gesteinszone besteht bereits aus den hornsteinführenden crinoidenreichen Liaskalken, welche gleichfalls steil aufgerichtet sind und ostwestlich streichen; sie gehören, wie im nächsten Kapitel besprochen wird, dem Nordflügel einer überkippten Antiklinale an und sind von den oberen Triasschichten des erwähnten Profils durch eine im Tunnel aufgeschlossene Dislokation getrennt.

2. Die Aufschlüsse im Tunnel.

a) Region vorwiegend dichter massiger Kalke, Meter 1600 bis zirka 2200.

Nach Überfahrung der Tertiärgrenze tritt der Tunnel in hellen, dichten Dachsteinkalk ein, welcher zunächst keine Schichtung erkennen läßt, hingegen von zahlreichen, sich unregelmäßig durchschneidenden Klüften durchsetzt wird. Kleinkörnige, oft ganz mörtelartige Druckbreccien von weißer Farbe, durchzogen von rötlichen Kalzitadern, begleiten sehr oft diese Kluftzonen, welche am häufigsten quer auf die Achse des Tunnels, also in der Streichrichtung der Dachsteinkalkmasse verlaufen, und steil nach N oder S einfallen. Daneben erscheinen aber auch nicht allzuselten Blattverwerfungen mit polierten Rutschflächen oder schwach geneigten Rutschstreifen an der Stollenwand. Manche der Sprünge stellen offene Spalten dar, andere besitzen Bestege von grünlichem und braunem Letten, deren Material wohl großenteils aus dem Tertiär hereingespült ist, was auch damit übereinstimmt, daß in größerer Entfernung von der Überlagerung, und zwar zirka nach Meter 1860 die Kluftflächen reiner zu sein pflegen.

Detailbeobachtungen: Bei Meter 1625 fand sich im Firststollen stark zerrüttetes Gestein, welches mich etwas an die tertiären Basalschotter erinnerte, aber keine deutlichen Gerölle zeigte; ich glaube, daß es sich hier um Verwitterungserscheinungen in der Nähe der alten Oberfläche des Kalkgebirges handelte. Bei Meter 1633 traf man die erste taschenartige, oben geschlossene Kluftweitung, ausgefüllt mit braunem, tonig-mergeligen Material und eingeschlossenen Dachsteinkalkbrocken, aber erst bei Meter 1686 und 1705, also in einiger Entfernung von der Tertiärgrenze, erfolgte der erste bemerkenswerte Wasserzufluß aus

mehreren steilen, den Tunnel überquerenden Klüften (nach den Messungen von Klodič Mitte Februar 1903: 12 *sl*, Anfang Mai 1903: 6 *sl*), während vorher nur schwaches Zusickern bemerkbar war. Hinter Meter 1700 fand ich die Klüfte im allgemeinen stärker ausgebildet als vorher und häufig mit roten, ziemlich dicken Lettenfüllungen ausgekleidet (ein Beispiel ist die steil nordfallende Kluft von Meter 1727); bei Meter 1765 sind auch flach nordfallende Cleavageflächen zu beobachten.

Am weitaus auffälligsten sind die Dislokationen bei Meter 1820 und 1859, zwischen denen der Dachsteinkalk von zahlreichen untergeordneten Lettenklüften und Harnischen durchzogen und in großem Ausmaße zu einem mörtelartigen Material verarbeitet ist. Die Dislokationskluft bei Meter 1820 fällt sehr steil nach N ein, ist im Sohlstollen 4 *m* mächtig und besitzt eine Ausfüllung von stark eisenschüssigem, sehr zähen Letten mit kleinen Bohnerzkörnern und eingeschlossenen Brocken von weißlichem, brecciösen Dachsteinkalk, welche zum Teil kantig sind, zum Teil aber auch wie Gerölle mit polierter Oberfläche aussehen. Ich glaube übrigens nicht, daß man sie aus diesem Grunde als eingeschwemmte Gerölle aus dem Tertiärkonglomerat betrachten muß, sondern halte es für wahrscheinlich, daß durch Bewegungen an der Dislokationskluft die Kanten und Ecken der im Letten eingehüllten Brocken des Nebengesteins teilweise abgeschliffen wurden.

Die reichliche Lettenfüllung mit den eingestreuten Bohnerzkörnern scheint aber wohl großenteils aus der Tertiärauflagerung in die Klüfte hineingeraten zu sein.

Die zweite große Lettenkluft, welche 80° nördlich fällt und gleichfalls polierte, geröllähnliche Einschlüsse von Dachsteinkalk enthält, wurde bei Meter 1859 durchfahren. An ihr sowohl wie an der ersten erfolgte starker Zutritt von Quellwasser, durch welches die lettige Füllmasse teilweise herausgespült wurde; die Wassermenge variierte nach den Niederschlägen.

Von diesen Stellen ab zeigte sich die Triasmasse im Stollen reiner, ohne sich aber in ihren sonstigen Merkmalen zu verändern. Allenthalben setzen auch hier Klüfte durch den massigen, weißen Kalk, Wasserzutritt ist an verschiedenen Stellen zu beobachten, besonders in der nächsten Umgebung von Meter 1900, wo ein förmliches Netzwerk von teilweise offenen Klüften durchschnitten ist. Klodič schätzte am 6. Februar 1904 die aus diesen Klüften abfließende Menge auf 200 *sl*.

Der Wasserreichtum ist also in der Strecke nach Meter 1820 bedeutend größer als im Anfangsstück der Dachsteinkalkpartie; ich glaube, daß diese Erscheinung mit der stärkeren Lettenauskleidung der Klüfte in der Nähe der Tertiärauflagerung zusammenhängt, also mit einer Art Verschlemmung des Spaltennetzes.

Die Schichtung des Gesteins kam nach Meter 1900 an mehreren Stellen zum Vorschein.

So beobachtete ich bei Meter 1940 deutlich verschieden starke Gesteinsbänke, welche unter einem Winkel von zirka 50° nach NNO einfallen, was also mit der Beobachtung an der Oberfläche vollkommen im Einklange steht; bei Meter 2020 war das Verflachen 40° NNO bis NO. Im allgemeinen aber war das Gestein massig, von zahlreichen Cleavageflächen zerschnitten und häufig durchädert von gewundenen schaligen Kalzitausscheidungen, wie man sie im Dachsteinkalk weit verbreitet findet.

Besonders reich an derartigen Sintergängen und auch an grobkristallinischen weißen Kalzitadern zeigte sich die Umgebung von Meter 2100, in welcher der Kalk außerordentlich zertrümmert war.

Auch Klüfte mit rotem, zum Teil ziemlich plastischem Lettenmaterial wurden noch mehrfach angefahren, so bei Meter 2105, 2130 etc.

b) Zone der Breccienkalke mit untergeordneten Oolithen, Meter 2200 bis 2620.

Eine scharfe Grenze zwischen dieser Region und der im vorhergehenden beschriebenen ist weder an der Oberfläche noch im Tunnel vorhanden; Klodič verzeichnet die ersten untergeordneten Breccienkalke schon in der Umgebung von Meter 2020 und 2070, mir waren diese bei der Befahrung entgangen. Aber erst nach Meter 2200 tritt der dichte Dachsteinkalk in den Hintergrund und an seiner Stelle erscheint die im Detail ziemlich abwechslungsreiche Masse von Breccien, deren eigentümlicher Charakter bereits im

stratigraphischen Teil (p. 9 [49]) beschrieben wurde. Vorherrschend sind Gesteine, welche in einem sinterigen grauen Bindemittel kantige Fragmente von sehr hellem, dichtem Kalk (oft mit Foraminiferen) umschließen. Nicht selten wird das Bindemittel oolithisch, schließlich entwickeln sich durch das Zurücktreten der kantigen Gesteinsfragmente Oolithpartien, welche anfangs nur untergeordnete Vorkommnisse bilden und erst in den letzten 200 *m* der Dachsteinkalkstrecke das weitaus vorherrschende Gestein sind, so daß also in der Anordnung der Gesteinsvarietäten eine Übereinstimmung zwischen dem unterirdischen Durchschnitte und der Oberfläche besteht.

Die klaren Aufschlüsse im Stollen zeigen deutlich die stratigraphische Einheitlichkeit des ganzen Komplexes und seine enge Verknüpfung mit dem dichten Kalk, welcher auch inmitten der Breccien und Oolithe nicht ganz fehlt.

Im Gegensatze zur normalen fossilarmen Dachsteinkalkentwicklung ist diese Region durch das Auftreten zahlreicher Versteinerungen ausgezeichnet, unter welchen besonders Korallen und Halobien auffallen.

Die Schichtung ist auch innerhalb der brecciös-oolithischen Abteilung der Triaskalke nicht allzuhäufig zu beobachten.

Ich notierte folgende Stellen:[1]

Meter 2420 scheint steiles NO-Fallen vorhanden zu sein,
» 2430 wahrscheinliches Einfallen 30° NO,
» 2477 Einfallen 25° NO,
» 2548 » flach NNO,
» 2580 » 40° N.

Da obertags die gleichen Kalke sehr steil in vorwiegend nördlicher Richtung einfallen und lokal sogar senkrecht stehen, verlangt die Verbindung der Tunnelaufschlüsse mit der Oberfläche die Annahme einer Knickung oder Verwerfung der Schichten.

Tatsächlich trat man knapp nach Meter 2580 in eine von bedeutenden Störungen durchschnittene Partie ein, welche große Wassereinbrüche lieferte.

Kluft bei Meter 2582 Fallen an der Stollensohle 45° N, im allgemeinen aber steiler.
» » 2610 Fallen im Sohlstollen 60° NNW.
» » 2620 Senkrechte Ostwestkluft.

Nach der Beobachtung von Klodič, welcher auch die beim Vollausbruche erzielten Aufschlüsse kennen lernte, stellte sich die Kluft Meter 2610 nur als eine Abzweigung der letztgenannten dar, es ist daher wahrscheinlich, daß auch die Spalte von Meter 2582 ihr höher oben zuscharen dürfte. An allen drei Hauptklüften traten außerordentlich starke Quellen in den Tunnel ein, welche auch ziemlich erhebliche Mengen von Kalksand und poliertem Grus mit sich spülten. Die Tunnelwassermenge, welche am 4. Oktober 1904 nach den Messungen von Klodič 100 *sl* betrug, wuchs am 14., nach Anfahren der letzten Kluft (Meter 2620) auf mehr als 300 *sl* an; der Vortrieb mußte infolge dieser Umstände für mehrere Wochen eingestellt werden.

c) Zone der Oolithe mit untergeordneten Breccienkalken, Meter 2620 bis 2852.

Nach Durchörterung der Verwerfungszone trat man in einen massigen, ganz vorwiegend oolithischen Dachsteinkalk ein, welcher zwar noch einzelne dichte oder auch brecciöse Partien aufweist, sich aber in seinem Verhalten doch als besondere Unterabteilung zu erkennen gibt. Das

[1] Das Profil von M. v. Klodič enthält außerdem noch an anderen Stellen Schichteintragungen, welche mit dem angegebenen in Einklang stehen und verzeichnet auch eine Anzahl von Klüften (z. B. bei M. 2180, 2370, 2440), welche dem Verlaufe der Schichtung entsprechen.

Gestein ist sehr spröd und zerbricht ohne Rücksicht auf die Lagerung in zahlreiche ebenflächige Scherben und Prismen, eine Eigenschaft, welche auch an der Terrainoberfläche zu beobachten ist.

Zu erwähnen sind einige Harnische, welche mitunter auf eine Erstreckung von mehreren Metern die Stollenulmen begleiten; z. B. in der Umgebung von Meter 2630, wo eine steile, NNW laufende Rutschfläehe durchgeht, deren Striemen sich flach (10°) nach NNW herabsenken, also von einer seitlichen Verschiebung herrühren. Die letzte größere Kluft in dieser Abteilung erreicht die Stollensohle bei Meter 2660 und fällt ziemlich flach (rund 25°) nach Nord ein; sie ist von einer schmalen Zone zerriebenen weißen Kalkes begleitet (vergleiche in Bezug auf die Einfallsrichtung auch die im obigen genannten Klüfte bei Meter 1765, 2180, 2370, 2440).

Im allgemeinen weist also die ganze Dachsteinkalkstrecke drei größere Kluftsysteme auf:

1. Steile, vorwiegend nord-, seltener südfallende Dislokationsspalten, nahezu quer auf die Tunnelachse streichend; sie stellen die wichtigsten Wasserwege dar, sind auch am stärksten ausgebildet und häufig von bedeutenden Zertrümmerungszonen begleitet.

2. Flach nordfallende Klüfte, welche mitunter nahezu mit der Richtung der Schichten zusammenfallen.

3. Steile Blätter, beiläufig quer auf die Schichtung, mit Rutschstreifen, welche seitliche Bewegungen andeuten.

Infolge der Auslösung von starken Spannungen, unter welchen die spröden, oolithischen Schichten nahe der südlichen Überschiebungsgrenze des Dachsteinkalkes stehen, kam es bei Auffahrung des Stollens und auch während des Vollausbruches zu Erscheinungen von Bergschlägen, welche v. Klodič auf Grund seiner Wahrnehmungen bei den Arbeiten näher beschrieben hat (p. 51 [91].

Das Gestein blätterte, stellenweise hoben sich plötzlich ganze Platten ab, und wurden mit großer Gewalt und unter Detonationen weggeschleudert.

Dieses Verhalten wurde bereits von Meter 2770 ab beobachtet und steigerte sich besonders in der Nähe der Grenze zwischen der Trias und der im Süden folgenden steilen Juraantiklinale, sie steht also in Beziehung zu den Druckverhältnissen an dieser wichtigen Störungslinie.

In meinem vorläufigen Bericht, Anzeiger der kaiserlichen Akademie 1904, Nr. VI, p. 47 schrieb ich darüber: »Besonders stark soll diese Erscheinung (nämlich des »Knallgebirges«) vor Meter 2861 aufgetreten sein, wo ein 40° bis 50° NO fallender Verwurf die Breccienkalke und Oolithe abschneidet und eine neue Schichtgruppe im Stollen erscheinen läßt.« In meinem Tagebuche notierte ich bei Meter 2850 noch sicheren Dachsteinkalk, zwischen Meter 2850 und 2860 aber ein ganz von Kalzitadern durchtrümmertes Gestein, welches ich noch für Trias hielt. Später wurde ich von Klodič benachrichtigt, daß nach seinen Beobachtungen bei Auffahrung des Firststollens die Stationierung der Dislokation, welche ich bei meiner damaligen Befahrung in dieser stark mit Brettern verschalten Partie vorgenommen hatte, nicht genau stimme, sondern daß die Grenzverwerfung schon bei Meter 2852 liege und zirka 60° nördlich falle; nach den späteren Erhebungen nahmen auch die erwähnten Bergschläge bereits hier und nicht erst bei Meter 2861 ein Ende.

Ich habe mich bei der nächsten Befahrung tatsächlich davon überzeugt, daß die von mir zuerst gegebene Ziffer in diesem Sinne richtig zu stellen ist.

Die Kalke sind sowohl vor als nach dem Verwurf von Meter 2852 stark zertrümmert und von Kalzit unregelmäßig durchzogen, aber man sieht schon vor Meter 2860 stark aufgerichtete, geschichtete graue Kalke vom typischen Charakter der unteren Juraschichten; die Dislokation, welche bei Meter 2861 den Sohlstollen schneidet und 40 bis 50° NO fällt, ist nur als Begleiterin der Hauptverwerfung aufzufassen und hat keine besondere Bedeutung. Die Zertrümmerungszone, weche die Grenzstörung begleitete, macht die Unterscheidung der Gesteine in ihrer unmittelbaren Nähe schwierig, aber die Unsicherheit besteht nur für wenige Meter, die Grenze ist also immerhin schärfer als bei vielen bekannten Aufschlüssen ähnlicher Dislokationen.

Fossilienfundstellen in der Dachsteinkalkstrecke.

Diploporen und Foraminiferen an diversen Punkten.

Phyllocoenia sp. Meter 2385.

Montlivaultia sp. Meter 2300, 2318, 2385, 2420.

Cidaris sp.[1] Meter 2390.

Amphiclina amoena Bittner Meter 2323.

?*Amphiclinodonta Sueßi* Hofmann Meter 2318.

Posidonomya sp. Meter 2318.

Halobienbrut Meter 2488, 2560.

Halobia aus der Gruppe der *H. rarestriata* Mojs. (cf. *austriaca)* Meter 2400, identisch mit einer Form aus den karnischen Hallstätterkalken von Preseka (Castell Lastua, Süddalmatien), Koll. Bukowski.

Halobia plicosa Mojs. Meter 2318, 2538.

Monotis cf. *salinaria* Bronn. Meter 2665, 2686.

Pecten cf. *Valoniensis* Defr. Meter 2330.

Megalodus sp. Meter 2328, 2686.

Gastropodenrest („Chemnitzia") Meter 2832.

Außerdem waren auch an zahlreichen anderen Stellen Fossilienreste (meist Korallen) zu beobachten.

Am reichsten erwies sich also die Strecke zwischen Meter 2300 und Meter 2600, in welcher besonders die Halobienbänke als wichtig hervorzuheben sind; noch häufiger sind die Durchschnitte von Korallen, und zwar in der ganzen Region zwischen Meter 2300 und der Grenzdislokation von Meter 2852.

Die Verwerfung von Meter 2620 bildet stratigraphisch keine Grenze, da *Monotis* cf. *salinaria* südlich von ihr auftritt.

Verhalten des Dachsteinkalkes bei der Tunnelarbeit.

Der erste Teil der Triaspartie wurde noch mit Handbohrung bewältigt, naturgemäß sank im Vergleich zur Tertiärstrecke die Tagesleistung beträchtlich herab; der Stollenfortschritt betrug im Durchschnitt 2·3 *m* (gegen 3·5 im Tertiär) bei 4 m^2 Vortriebsprofil, obwohl das Gestein im allgemeinen nicht besonders fest war. Am 27. Mai 1903, zirka bei Meter 1950, wurde mit der Maschinenbohrung (4 elektrisch betriebene Bohrer) begonnen, worauf die Tagesleistung bald auf mehr als 5 *m* stieg (zum Beispiel Durchschnitt im Oktober 1903 = 5·43 *m*, Vortriebsprofil = zirka 8 m^2), sie sank aber innerhalb der letzten 200 *m* des Dachsteinkalkes etwas herab (zum Beispiel Dezember 1903 nur 4·45 *m* Tagesdurchschnitt), weil das Auftreten der Bergschläge Aufenthalte verursachte. Diese Erscheinung machte auch starke Einbaue in den Stollen nötig, während sonst die Dachsteinkalkstrecke nur in der Kluftregion zwischen Meter 1800 und 1900 Einbaue erhielt.

Die Sprengwirkung war in dem vorwiegend massigen, aber splittrigen Gesteine im allgemeinen gut, doch blieben in den festeren Partien oft Büchsen stehen.

Wesentlich störend für die Arbeiten und später auch lästig für den Betrieb erwiesen sich nur die Wasserzuflüsse, welche sehr reichlich in zwei Abschnitten: 1. zwischen Meter 1820 und 1900, 2. zwischen Meter 2580 und 2620 auftreten und zu besonderen Vorkehrungen zwangen.

C. Die jurassische Zone des Nordflügels der Randfalte

(Meter 2852 bis 3235 N), mit einem Aufbruch oberer Trias zwischen Meter 3235 und Meter 3300 N).

1. Die Aufschlüsse an der Terrainoberfläche.

In der Durchschnittslinie der Tunneltrasse mit der Terrainoberfläche folgt auf die Dachsteinkalkregion der Črna gora im S eine $1^1/_2$ *km* breite, geschlossene Zone von Jurabildungen, welche den ganzen

[1] Bis über 3 *cm* dicke, fast glatte Keulen, identisch mit solchen aus dem Dachsteinkalk von Oberseeland (Blöcke am Wege von der Pfarrkirche nach St. Oswald; Koll. Teller).

Höhenrücken der Kobla einnimmt und auf dem Nordhang des Tälchens zwischen ihm und der Kuppe Meter 1527 noch ein Stück weit hinaufsteigt; ähnlich beschaffen, wenn auch schmäler ist die Zone weiter östlich. Steigt man aber aus dem erwähnten Tälchen gegen Westen empor, in der Richtung zur Črna prst, so sieht man, daß sich unter Störungen eine Dachsteinkalkaufwölbung einschiebt, welche von hier angefangen den hohen randlichen Gebirgsgrat bildet. Die Jurazone spaltet sich infolgedessen schon in einer Entfernung von weniger als 1 *km* westlich der Tunnellinie in zwei Äste, deren nördlicher über die Mallnerhütte zur Oroženhütte zieht und in steiler Schichtstellung die Nordflanke der Dachsteinkalkaufragung bildet, während der südliche, die Fortsetzung des Koblazuges, in konstant überkippter Lagerung die steilen Südabhänge des Gebirgskammes bildet. Die obertägigen Aufschlüsse zeigen also, daß der nördlich des Tälchens befindliche Teil dem Gegenflügel des südlichen angehört, so daß also zwischen Kuppe 1527 und 1492 trotz der Ähnlichkeit der beiden Hänge eine Strukturgrenze durchläuft.

In dem nördlichen Faltenflügel sind an mehreren Stellen schöne Profile zu beobachten, so zum Beispiele nördlich der Mallnerhütte rund 1 *km* westlich der Trassenprojektion. Man trifft, ausgehend von der Dachsteinkalkregion der Črna gora, deren südliche Partie auch hier aus steil stehenden, ostwestlich streichenden Oolithen besteht, folgende Schichtreihe (vom Hangenden ins Liegende):[1]

1. Steil nördlich fallende Crinoidenkalke des Lias; zirka $^1/_2$ *km* östlich dieser Profillinie, also näher der Tunnelachse, fand ich in diesen Bänken, welche mitunter auch Andeutungen oolithischer Struktur haben, Fossilienreste: *Phylloceras Partschi* Stur, *Pleurotomaria* sp., *Rhynchonella* sp.

In wiederholtem Wechsel mit derartigen Gesteinslagen sieht man hornsteinreiche, gut geschichtete Kalke und im Liegenden

2. sehr dünnplattige, durch rötliche, tonige Flasern gebänderte Kieselkalke; Fallen 70° bis 80° NNO.

Diese bei der Verwitterung in Flatschen zerfallenden Schichten nehmen allmählich dunkle Schieferlagen auf, bis sich schließlich als ältestes Glied

3. schwarze, unregelmäßig zerbröckelnde Črna prst-Schiefer entwickeln. Sandig-kalkige Lagen und Hornsteinlinsen sind aber auch hier vorhanden. Im Süden folgt steil aufgerichteter, hier 70° bis 80° SSW fallender Dachsteinkalk, welcher in der Nähe des Gebirgsrandes mehrfache Änderungen seiner Lagerung aufweist und scharf — mit einer Dislokation — an die sehr breite, südliche Jurazone der Kobla grenzt. Die älteren Schichten der letzteren zeigen in verkehrter Folge die gleichen Gesteinswechsel wie sie in dem obenstehenden Profil beschrieben wurden.

2. Die Aufschlüsse im Tunnel.

a) Der Nordschenkel der Antiklinale.

Unterer Teil der Lias-Juraserie, mit Schiefereinlagerungen nahe der Basis. Meter 2852 bis 3235.

Der Kalk dieser Abteilung ist dunkler grau gefärbt als der Dachsteinkalk und unterscheidet sich von ihm schon im Tunnel auf den ersten Blick durch seine regelmäßige, ebenflächige Bankung (Schichten meist mehrere Zentimeter bis mehrere Dezimeter stark), welche häufig durch das Auftreten dunkler, mehrere Millimeter dicker toniger Beläge auf den Schichtflächen besonders deutlich zum Ausdrucke kommt. Der Bruch des Gesteins ist splittrig, die Struktur dicht oder feinspätig. Als Ausscheidungen treten innerhalb der Bänke an verschiedenen Stellen dunkle Hornsteinlinsen auf, welche überhaupt für die ganze Jurastrecke sehr bezeichnend sind; Kalzitadern finden sich häufig, besonders in der Nähe des Grenzverwurfes, welcher von mehreren, im gleichen Sinne, aber etwas flacher einfallenden Sprüngen begleitet wird (vergleiche Meter 2860, 2871, 2901, 2912 im Detailprofil von Klodič). Abgesehen von diesen untergeordneten Erscheinungen zeichnet sich dieser Abschnitt durch außerordentlich regelmäßige und steile Lagerung aus, welche mit jener an der Oberfläche völlig übereinstimmt. Angefangen von der

[1] Die Jura-Triasgrenze ist die Fortsetzung der Dislokation von M. 2852 N des Tunnels.

Nähe des Nordkontaktes bis über Meter 3050 hinaus ist das Fallen unter Winkeln von vorwiegend 70 bis 80° fast rein nach Norden gerichtet, stellenweise tritt sogar senkrechte Schichtstellung auf.

Erst nach Meter 3050 treten Unregelmäßigkeiten auf, es bereitet sich eine Umbiegung der Schichten vor. Der bankige Kalk geht hier in ein spätig glitzerndes, häufig von Echinodermenzerreibsel erfülltes Gestein über, welches ganz dem Hierlatz-Crinoidenkalk der Črna gora entspricht und stellenweise deutliche Crinoidenstiele, weiterhin bei Meter 3194 auch Brachiopodenreste, darunter *Rhynchonella* sp. enthielt.

Die Schichtung ist teilweise so deutlich wie vorher, doch kommen auch massige Stellen vor, welche sich nach den Wahrnehmungen bei den Arbeiten ähnlich verhielten wie das »Knallgebirge« im südlichen Teile der Dachsteinkalkstrecke. Die betreffenden Partien: zwischen Meter 3050 bis 3060 und bei Meter 3080, also in der Region der Knickung, bestehen aus spätigem Kalk mit Andeutungen oolithischer Struktur, wie man sie auch im Kalk der Kobla, auf dem Südflügel der Antiklinale, findet.

In der Umgebung von Meter 3100, wo die Bankung der Crinoidenkalke sehr deutlich ist, fallen die Schichten 30 bis 40° W und von da ab zeigen die Stollenulmen eine leichtwellige Lagerung, welche bis zum Auftauchen der Dachsteinkalke bei Meter 3235 anhält. Das herrschende Einfallen ist aber ziemlich konstant gegen W und WNW gerichtet, wenn man von kleinen Falten, wie sie bei Meter 3160 und 3220 schön sichtbar waren, absieht.

Der Gesteinscharakter macht gegen das Liegende noch eine allmähliche Änderung durch, indem die Kalke immer plattiger sowie hornsteinreicher werden und häufig schwärzliche, etwas kalkig-sandige Tonschiefer aufnehmen, welche ganz dem Črna prst-Schiefer gleichen, aber nicht wie dieser einen kleinen geschlossenen Komplex für sich bilden, sondern bloß als Lagen in der Dicke von mehreren Millimetern bis zu mehreren Zentimetern den plattigen Kieselkalken eingeschaltet sind (besonders zwischen Meter 3160 und 3230). Zur Ausscheidung einer besonderen Schichtabteilung liegt also hier kein Anlaß vor, da spätige Crinoidenkalke noch bis zur Südgrenze vorkommen.

Im ganzen herrscht deutliche Übereinstimmung mit den Verhältnissen obertags, doch ist infolge des Umstandes, daß die nördliche Grenzdislokation (2852 N) weniger steil verläuft als die Bankung, das Tunnelprofil in Bezug auf die höheren Schichten dieser Abteilung vollständiger.

Anmerkung: Über das Verhalten dieser Zone bei der Tunnelierung ist wenig zu bemerken; im allgemeinen erwiesen sich die plattigen, spröden Kalke mit ihrer steilen Schichtung quer auf die Stollenachse günstig für den Vortrieb, welcher mit Maschinen bohrung während der Monate Jänner bis Februar 1904 im ganzen 305 *m* betrug (von Meter 2848—3153), also durchschnittlich zirka 5·1 *m* pro Tag bei etwas über 8 m^2 Querschnitt; hingegen erwies sich in der letzten Partie dieser Jurastrecke die flachwellige Lagerung, sowie die sehr dünnplattige und infolge der schmalen Tonschieferlagen zähe Beschaffenheit der Schichten als ungünstig für rasche Bohrarbeit und für die Sprengwirkung, so daß trotz der Verminderung des Vortriebsprofiles auf zirka 6 m^2 der tägliche Fortschritt etwas sank.

b) Dachsteinkalkaufragung.

Meter 3235 bis 3300.

Vor Meter 3235 fällt der dunkle spätige Liaskalk mit Zwischenmitteln von Tonschiefer 50° NW und wird regelmäßig von lichteren, dickbankigen Kalken unterlagert. Ein 70° ONO fallender Harnisch schneidet in der Nähe durch, aber die Grenze selbst ist keine Bruchlinie. Das Schichtfallen wird allmählich steiler, bei Meter 3260 ist es unter 70° gegen N gerichtet. Der Gesteinscharakter entspricht dem Dachsteinkalke, doch wurde ich durch das lokale Auftreten von Hornstein in der Nähe von Meter 3260 in Zweifel versetzt, obwohl ich auch im Poklukaplateau in den Schichten dieser Abteilung nahe der Grenze gegen die Schiefer und Crinoidenkalke des Lias Hornsteinausscheidungen gefunden hatte. Später erhielt ich aber ein von einem Monteur bei Meter 3269 gesammeltes Stück von dichtem weißen Kalk mit Durchschnitten von Diploporen und einer *Montlivaultia*-ähnlichen Koralle, welcher Fund von Herrn v. Klodič beglaubigt wurde und wohl als Argument für die angegebene Altersbestimmung aufzufassen ist, da ähnliche Spuren im Lias-Jurakalke dieses Gebietes nicht bekannt sind.

Auch aus tektonischen Gründen hat das Auftauchen einer kleinen Dachsteinkalkpartie in der Tunnellinie von vornherein viel Wahrscheinlichkeit, da sich ja etwa $^3/_4$ *km* westlich der Trasse die Dachsteinkalkmasse der Črna prst als breiter, vorwiegend nordwestlich fallender Aufbruch zwischen das nördliche und südliche Juraband einschiebt.

Während sich die Aufwölbung gegen N regelmäßig unter den Nordschenkel der Antiklinale senkt, ist sie im S mit Störungen verbunden. Schon von Meter 3275 ab ist das Gestein völlig zertrümmert und von zahlreichen Klüften unregelmäßig durchsetzt; der Kalk wird zu einem völlig mürben Dislokationsmörtel, welcher bis Meter 3300 derartig vorherrscht, daß feste Proben aus diesem Abschnitte kaum zu erhalten waren. Regenartig tropfte das Wasser allenthalben aus den Spalten herab.

Eine im Sohlstollen annähernd senkrechte Ostwestkluft trennt bei Meter 3300 den geschilderten Aufbruch ab von einer mächtigen Zone grauer, hornsteinreicher, gut gebankter Kalke, welche fast allgemein 60 bis 70° NNW fallen und der breiten Gesteinszone der Kobla, also dem überkippten Jurarande des Wocheiner Kammes angehören. Innerhalb dieser Region erfolgte am 20. Mai 1904 bei Meter 3541 von N (Meter 2793 von S) der Durchschlag des Sohlstollens.

Aus den in der Einleitung dieses Abschnittes (p. 27 [67]) angegebenen Gründen breche ich hier die von N vorschreitende Profildarstellung ab und gehe zur Beschreibung der Südhälfte des Tunnels über, wobei als Ausgangspunkt das Südportal gewählt ist.

II. Südhälfte des Wocheiner Tunnels.

(Von Meter 0 bis 3034 S = Meter 3300 N.)

A. Die Kreidezone.

Meter 0 bis 1282 von S.

1. Aufschlüsse an der Terrainoberfläche.

Die graubraun verwitternden Schiefer und kalkhältigen Sandsteine der Umgebung von Podbrdo sind sehr unregelmäßig gefaltet, häufig ziemlich steil aufgerichtet und in ihrer Entwicklung außerordentlich einförmig. Im Bačaeinschnitte südlich des Tunnelportals ist eine unreine, sandige Kalkeinschaltung vorhanden, welche sich weiter südwestlich zu einem auffälligen Felsbande entwickelt und durch ihren Verlauf die Konfiguration der Schiefersandsteinmulde gut zum Ausdrucke bringt. Zwischen dem Tale und dem paläozoischen Aufbruche am Südgehänge des Wocheiner Kammes wölben sich aus diesen Schichten in Form einer Antiklinale die prachtvoll gefältelten unterkretazischen Woltschacher Plattenkalke empor, welche besonders in der Schlucht des Katzenbaches WNW von Podbrdo schön aufgeschlossen sind. Diese Antiklinale, welche weiter westlich, im Driselbach und an der Bača (talabwärts vom Hause Prangar) auch die Juraschichten zum Vorscheine bringt, spitzt aber gegen O aus (N von Podbrdo), so daß sie die Tunnellinie nur noch als schmale Zone überquert.

2. Aufschlüsse im Tunnel.

Meter 0 bis 503 von S.

a) Südliche Zone von Schiefer und Sandstein der Kreide.

Der Richtstollen[1] wurde am 25. Oktober 1900 in den anstehenden grauen Tonschiefern und Sandsteinen der oberen Kreideformation angeschlagen, welche in den ersten 30 *m* 70° OSO einfielen. Obwohl

[1] Der Tunnel selbst beschreibt eine Kurve von 70 *m* Länge (Radius 250 *m*; Richtung der Tangente am Portal N $9^1/_2°$ O) während die entsprechende Partie des ursprünglichen Stollens 53 *m* lang war; infolgedessen ist die Stationierung nach Tunnelmetern abweichend von der in den vorläufigen Berichten angewendeten Zählung nach Richtstollenmetern.

das Hauptstreichen der Gesteine des Bačatales von WSW nach ONO gerichtet ist, kann man also doch sowohl an der Oberfläche wie im Stollen sehr bedeutende Abweichungen von dieser Richtung wahrnehmen. Auf eine Strecke von ungefähr 200 *m* vom Mundloche des Tunnels angefangen folgte die Achse nahezu dem Streichen. Die Schichten, bestehend aus feinglimmerigen, dunkelgrauen Tonschiefern mit Einlagerungen von kalkhaltigen, ebenfalls grauen, glimmerigen Quarzsandsteinen fallen unter Winkeln von 50 bis 70° in östlicher Richtung ein, und zwar zwischen ONO und OSO, so daß die Streichrichtung eine leicht wellige Linie beschreibt. Kalzitausscheidungen sind häufig zu beobachten, und zwar in den Schiefern als schmale Linsen, in den untergeordneten spröderen Sandsteinbänken als quer auf die Schichtung gestellte Adern.

Bei Meter 210 lenkte das Streichen, welches kurz vorher noch SSW war, in eine WSW—ONO-Richtung ein, stellte sich also quer auf die Tunnelachse; das Einfallen war 70° S bis SSO. Während der Betrag des letzteren durch mannigfache Verbiegungen modifiziert wurde, behauptete sich das Streichen bis Meter 307, wo am westlichen Ulm eine zerrüttete, teilweise lettig aufgelöste Partie auftritt, von welcher an der Schichtenverlauf wieder in die Richtung der Tunnelachse einlenkt. Der Stollen tritt an dieser Stelle zum ersten Male in eine größere Einschaltung von hartem, kalkigen Sandstein ein, welcher sehr steil (70 bis 80°) unter mehreren kleinen Wendungen nach O und ONO einschießt, daher für die Darstellung in dem Detailprofil eine gewisse zeichnerische Schwierigkeit bedeutet, was auch für andere Teile der bisher beschriebenen Kreidestrecke gült.

Bei Meter 350 macht der Sandstein gefältelten, aber doch vorwiegend 70 bis 80° in östlicher Richtung einfallenden Tonschiefern vorübergehend Platz, kommt aber noch vor Meter 380 wieder in ziemlich massiger Entwicklung — etwa 20 *m* stark — zum Vorschein. Es handelt sich wohl nur um eine Wiederholung der früheren Einschaltung, welche infolge einer der häufigen kleinen Biegungen nochmals geschnitten wird.

In der Nähe von Meter 400 wendet sich die Streichrichtung wieder quer auf den Stollen, das Fallen ist steil südlich, der Sandstein beschränkt sich im weiteren Verlaufe auf schmale, oft nur fingerstarke Bänke zwischen den Tonschieferlagen. Die Beschaffenheit der Schichten bleibt gleich bis zur Grenze der Woltschacher Kalke (Meter 503), das Streichen bewegt sich nur zwischen den Richtungen WNW—OSO und WSW—ONO, ist also immer quer auf die Tunnelachse gestellt, die Schichtstellung schwankt um die Vertikale, wobei aber im allgemeinen steil südliches Einfallen herrschend bleibt.

Es wäre unmöglich, die zahlreichen kleinen Fältelungen, welche das nachgiebige Schichtenmaterial aufweist, in vollem Detail zu beschreiben; untergeordnete Klüfte, welche kleine Verschiebungen, oft nur um wenige Zentimeter, der einzelnen Gesteinsbänder verursachen, gehen an verschiedenen Stellen durch, ihr Einfallen ist flacher als jenes der durchschnittenen Schichten, zum Beispiel bei Meter 420 etwa 45° S, während die Bänke eine Neigung von 80° haben.

b) Die Antiklinale vom Woltschacher Kalk.

(Meter 503 bis 703 von S.)

Die genau 200 *m* lange Strecke im unterkretazischen Woltschacher Kalk entspricht einer regelrechten Aufwölbung, welche sowohl im Norden als auch im Süden steil unter die Schiefer herabsinkt. Die Grenze zeigt an beiden Stellen völlige Konkordanz der beiden Schichtgruppen, und zwar vollzieht sich der Übergang innerhalb weniger Meter durch Vermittlung einiger dünner roter Kalkschieferlagen, welche sich zwischen den obersten Kalkbänken einschieben. Die südliche Grenze fällt 80° SSW (S 30° W), die Nordgrenze senkt sich mit einigen Biegungen flacher gegen Norden herab. Der Woltschacher Plattenkalk ist dicht, grau, oft von porzellanartigem Aussehen, die einzelnen Lagen sind meist nur wenige Zentimeter stark und von zahlreichen schmalen grauen Hornsteinlinsen durchzogen; schieferige Zwischenmittel kommen gelegentlich vor, treten aber gegenüber dem Kalk ganz in den Hintergrund. Die schönen Kniefalten, welche keinem Aufschlusse der Woltschacher Kalke fehlen und in diesen Gegenden für ihn förmlich bezeichnend

sind, kann man auch im Tunnel mit großer Deutlichkeit beobachten. Eine Beschreibung der rasch wechselnden Faltungen kann natürlich nicht gegeben werden, es möge diesbezüglich auf das in dieser Partie von Herrn Ingenieur O. Müller aufgenommene und mit großer Sorgfalt entworfene Detailprofil verwiesen werden. Das Hauptstreichen geht am besten aus dem Verlaufe der beiden Grenzlinien gegen die Kreideschiefer hervor, es entspricht dem Verlaufe der großen Antiklinale, deren östlichster Abschnitt hier durchfahren wurde.

c) Nördliche Kreideschieferpartie.
(Meter 703 bis 1282 von S.)

Wie nach dem Gesagten selbstverständlich ist, bildet die nördliche Zone der Kreideschiefer und Sandsteine eine völlige Wiederholung der südlichen, deren Gegenflügel sie darstellt. Im allgemeinen ist aber die Aufrichtung in ihr weniger steil, was mit der Anlage der unterkretazischen Antiklinale und überhaupt mit dem herrschenden Grundzuge des gesamten dortigen Gebirgsbaues im Einklange steht.

Von Meter 705 ab ist das Einfallen der Schiefer- und eingelagerten schmalen Sandsteinbänke meist 40 bis 50° N bis NNO, kleine Fältelungen sind selbstverständlich häufig zu beobachten, auch kleine, meist steile Verwerfungsklüfte schneiden gelegentlich durch. Das Einfallen wird dann in der Umgebung von Meter 860 flach und nun folgt wellige, schwach muldenförmige Lagerung, welche auf eine nicht unbeträchtliche Länge die Strecke begleitet. Bei Meter 890 senken sich die Schichten deutlich nach S und SSO herab, dann folgt eine flache Kuppel bei Meter 925, wo die Schichten mit untergeordneten Stauchungserscheinungen gegen Ost verflächen.

Auch vor Meter 940 ist das Fallen zirka 20° O, die im Schiefer eingelagerten Sandsteinbänke begleiten daher den Stollen auf längere Entfernung und bringen die kleinen Falten, welche hier sehr häufig sind, deutlich zum Ausdrucke.

Bei Meter 1020 tritt man in eine etwa 15 *m* starke Bank von glimmerigem, massigen, durch zahlreiche Kalzitausscheidungen geäderten Sandstein ein, welche ebenso wie die unter ihr liegenden Schiefer unter einem mittleren Winkel nach NO einfällt. Es kann sich hier nach meiner Ansicht nur um eine Wiederholung des Sandsteines handeln, welcher auf dem Südflügel der Woltschacher Antiklinale zwischen Meter 300 und 350 zum ersten Male auftrat und in der Umgebung von Meter 400 wieder mit den gleichen Merkmalen erschien. Der größere Abstand vom Woltschacher Kalk (über 300 *m* gegenüber 100 *m* bei der südlichen Partie) erklärt sich einfach durch die flachere, lokal sogar muldenförmige Lagerung der trennenden Schichten.

Auch im Hangenden des Sandsteines behalten die Schichten denselben Charakter bei wie im Liegenden: glimmerige, graue Tonschiefer mit zahlreichen, aber meist dünnen, von Kalzit durchzogenen Sandsteinbänken; das Streichen quer auf die Tunnelachse. Bei Meter 1050 herrscht heftige Zerknitterung, glänzende Quetschflächen stellen sich im Schiefer ein, weiterhin (zirka bei Meter 1060) finden sich mehrere Falten, aber das Fallen bleibt bergwärts gerichtet: Bei Meter 1100 zum Beispiel 30 bis 40° N, weiterhin aber vorherrschend NO bis ONO. Hie und da setzen steile nordfallende Klüfte durch, aber keine namhaften Verwerfungen.

Die letzte Sandsteinbank tritt bei Meter 1280 auf und fällt 50° NO, sie bildet zugleich die Grenze gegen den paläozoischen Aufbruch, der mit einer scharf begrenzten Überschiebungsfläche unmittelbar an die Kreide anstößt: Meter 1282. Die Überschiebung fällt im Sohlstollen 70° NO, im Firststollen wurde sie flacher, die Kluft ist teilweise mit Kalzit ausgefüllt, im übrigen aber von keiner besonders auffälligen Zertrümmerung begleitet.

Anmerkung:

Auf der Halde des Tunnels wurde von einem der Ingenieure ein großes Exemplar der gleichen Inoceramusart aufgefunden, wie sie in den Schiefern des nördlichen Antiklinalschenkels bei Bača di Podbrdo auftritt. Die Fundstelle im Tunnel ist nicht bekannt, wahrscheinlich dürfte sie gleichfalls in der nördlichen Partie gelegen sein.

Die Matrix ist feinglimmeriger dunkelgrauer Tonschiefer mit harten, sandig-kalkigen Schmitzen, also das typische Material der Kreideschiefer von Podbrdo.

Verhalten des Gesteins bei der Arbeit.

Die Kreideschiefer und Sandsteine erwiesen sich für den Stollenfortschritt ziemlich günstig, da sie leicht zu bohren waren. Bei der Sprengung machte sich der Einfluß der oft rasch wechselnden Streichrichtungen fühlbar, die Schußwirkung war naturgemäß in jenen Strecken, wo die Schichtung beiläufig der Stollenachse folgte, eine geringere als in den anderen.

Der Woltschacher Kalk verlangsamte den Fortschritt nur unbeträchtlich, da seine plattige, spröde Beschaffenheit den Einfluß der größeren Härte (Hornsteinführung) zum Teile aufwog. In der nördlichen Schiefergruppe betrug der tägliche Fortschritt mit Handbohrung bei forciertem Betrieb (Vortriebsprofil $4m^2$) durchschnittlich 2·61 *m*, im größeren Teile des Woltschacher Kalkes wurde ebenso wie in der südlichen Schieferpartie nach einem anderen System gearbeitet, so daß die Zahlen keinen Vergleichswert besitzen, nur das letzte Stück der Woltschacher Kalke kann hier herangezogen werden: in ihm betrug der tägliche Fortschritt 2·21 *m* (Juni 1902).

Trotz der stellenweise starken Fältelung war das Gebirge nicht druckhaft, was wohl mit der Häufigkeit von sandigen Bänkchen zusammenhängt; der Stollen mußte aber mit Einbau versehen werden. Quellen wurden in der Kreidestrecke nicht angetroffen, große Partien waren völlig trocken, in anderen beschränkte sich der Zutritt auf Sicker- oder Tropfwasser, wie denn überhaupt die ganze südliche Tunnelseite durch Wasserarmut von der nördlichen stark verschieden ist.

B. Paläozoische Aufbruchszone.

Meter 1282 bis 1995 von S.

1. Obertägige Aufschlüsse.

Die paläozoische Aufbruchszone ist an der Oberfläche in der Tunnellinie nur wenig über 400 *m* breit und ihr Gestein: ein schwarzer, bei der Verwitterung in kleine Stücke zerfallender, dünnspaltender Tonschiefer unterscheidet sich auf den ersten Blick nicht auffällig von den kretazischen Tonschiefern, welche seinerzeit mit ihr vereinigt wurden. Das Einfallen ist ziemlich regelmäßig unter einem Winkel von 40° und darüber nach NO gerichtet, schließt also mit den beiderseitigen Grenzen einen spitzen Winkel ein.

Während dieser Aufbruch gegen Westen allmählich ausspitzt, hängt er gegen Osten in breiter Fläche mit dem großen Tonschiefergebiet der oberen Zeyer zusammen, welches sich durch seinen Schichtverband als das jüngste, sehr mächtige Glied der paläozoischen Gesteinsreihe von Eisnern erweist.

2. Aufschlüsse im Tunnel.

Die paläozoischen Schiefer des Tunnels haben dunkle, oft fast schwarze Farbe, sind meist ebenflächig, leicht spaltbar, mit feinem, glimmerigen Belag. Ein für ihr Erkennen im Tunnel wichtiges Hilfsmittel fand ich in dem Fehlen der kalkig-glimmerigen Sandsteineinschaltungen, an deren Stelle man aber häufig dünne Schmitzen von dichtem Kalk (oft nur wenige Millimeter bis zu mehreren Zentimetern stark) findet. Dieselben Schmitzen sind auch dem Dachschiefer von Salilog eigen und verleihen dem Gesteine eine sehr charakteristische Bänderung. Brennbare Gase, welche von dem Gehalt der Schiefer an feinverteilter kohliger Substanz herrühren, wurden im Stollen mehrfach, aber immer nur in sehr geringer Menge angetroffen.

Die Lagerungsverhältnisse der paläozoischen Strecke sind im Gegensatze zu den häufigen Stauchungserscheinungen in der Kreide sehr einfach; ein Unterschied zwischen Hangend- und Liegendflügel, welchen man übrigens nicht selten in der Nachbarschaft von Überschiebungsflächen beobachten kann. Das Einfallen ist in der Regel zwischen 40 und 50° nach NNO gerichtet, steilere und flachere Winkel kommen untergeordnet vor. Klüfte erscheinen äußerst selten; die Strecke war durchaus trocken, nirgends druckhaft und für einen raschen Arbeitsfortschritt noch günstiger als der Kreideschiefer und Sandstein.

Einige Details: Bei Meter 1600 durchschnitt im Sohlstollen ein 35° WSW fallender Verwurf die NNO fallenden Tonschiefer, welche an dieser Stelle stark zerknittert und von Kalzitadern durchsetzt waren. In der Umgebung von Meter 1640 erfolgte ein Ausströmen von brennbarem Grubengas, welches sich besonders nach dem Abschießen zeigte, aber nicht in bedenklicher Quantität auftrat und bald aufhörte. In dieser Gegend stieg der Fallwinkel der Schichten auf 70° (gegen NNO), bei Meter 1655 näherte er sich sogar der Vertikalen, verflachte aber allmählich auf 60° und stieg bei Meter 1700, wo die Schichten wieder etwas zerdrückt waren, bis gegen 80°.

Von da an erreichte die Aufrichtung der Schichten nur sehr selten diesen Betrag, vorübergehend sank sie sogar auf 30° herab (Umgebung von Meter 1800), im allgemeinen aber entsprach sie dem angegebenen Mittel: 40 bis 50° NNO. Mit der Annäherung an die Grenze war das Einfallen, angefangen von zirka Meter 1960, vorwiegend 60° N bis NNO.

Die Grenzdislokation zwischen dem paläozoischen Tonschiefer und der im Norden sich anschließenden Jurastrecke erreicht die Sohle des Tunnels bei Meter 1995. Sie verflächt 40° NW (nach meiner Beobachtung im Sohlstohlen N 20° W); der Schiefer in ihrem unmittelbaren Liegenden ist stark zerdrückt, von kleinen Kalzitadern durchzogen, seine Schieferung entspricht dem Verlaufe der Überschiebung. Der Kontakt mit dem Kalk, welcher das Hangende bildet, ist absolut scharf und stellt die markanteste Gesteinsscheidung im Tunnel dar.

Verhalten des Gesteins bei den Arbeiten.

Die paläozoische Zone ermöglichte den größten Stollenfortschritt, der auf der Südseite erzielt wurde. So betrug der Durchschnitt für diese Abteilung 4·11 *m* pro Tag (Vortriebstollenprofil 4 m^2), die maximale Arbeitsleistung stieg über 5 *m*.

Die Lagerung des Gesteins, die fast absolute Trockenheit erwiesen sich sehr günstig; der befürchtete Druck stellte sich nicht ein, so daß nur der normale Einbau erforderlich war.

C. Überkippte Juraschichtreihe.

Tunnelmeter 1995 bis 3034 von S (3300 N).

1. Aufschlüsse an der Oberfläche.

Nördlich der Grenze des paläozoischen Aufbruches trifft man in der Tunnellinie, und zwar mit den jüngsten Schichten der überkippten Reihe beginnend:

1. Ein schmales, nördlich einfallendes Kalkband, welches gegen Osten schräge von der Dislokation abgeschnitten wird, gegen Westen aber durch den Graben des Katzenbaches als schmaler Zug inmitten hornsteinführender Schiefer durchstreicht.

2. Eine Zone von rötlichen und braunen Ton- und Kieselschiefern mit Hornsteinbänken.

3. Ein auffälliges Felsband von grauem Kalk, welches auch die Kuppe 1091 bildet und entlang der Abfälle des Wocheiner Kammes weithin zu verfolgen ist.

4. Eine Zone von vorwiegend rotbraunen oder dunkelgrauen, sehr hornsteinreichen, hie und da von scharf begrenzten Kalzitadern durchsetzten Tonschiefern, welche jenen der Zone 2 völlig gleichen und mit den Kalken durch wechsellagernde Bänke verbunden sind.

5. Den breiten Zug der hornsteinführenden grauen Koblakalke; Fallen 50 bis 60° NNW. Am sehr steilen Südhang ist, wie aus einem etwas östlicher gelegenen Profil (Bačapaß) hervorgeht, eine Zone sehr dünnplattiger schiefriger Kalke entwickelt; weiter aufwärts ist eine Einschaltung von grauen hornsteinführenden Dolomiten vorhanden, welche den Triasdolomiten des Bačatales ähnlich sind; am Gipfel und auf einem beträchtlichen Teil des Nordhanges herrschen graue, 50° NNW fallende kieselarme Kalke, welche häufig etwas oolithische Struktur zeigen und von Echinodermen(Crinoiden)spreu erfüllt sind. Steigt man gegen NW ab, so gelangt man in der Umgebung von Kuppe 1514 wieder in plattige

60° NNW fallende Hornsteinkalke, welche allmählich rote Schieferflasern aufnehmen und schließlich

6. den dunklen Črna prst-Schiefern Platz machen, durch welche sie hier vom nördlichen Gegenflügel der Antiklinale getrennt werden (vergl. p. 35).

Im Tunnel wurden nur die Zonen 3, 4, 5 durchfahren, jedoch letztere infolge der Dislokation von Meter 3300 unvollständig in Bezug auf die älteren Glieder.

2. Aufschlüsse im Tunnel.

a) Erste Kalkzone.

Meter 1995 S bis 2350 S.

Die Juragesteine, welche im Hangenden der 40° NW fallenden Grenzüberschiebung an die paläozoischen Tonschiefer stoßen, bestehen anfangs aus ziemlich dünnplattigen Kalken mit einzelnen schmalen Schieferbelägen zwischen den Schichten, werden aber bereits nach wenigen Metern kompakter. Das Einfallen ist 60° NNW und behält diese Steilheit sowie die Richtung mit geringen Abweichungen für eine längere Strecke bei. Vor Meter 2020 nimmt der von einigen steil SW oder SO fallenden Klüften durchzogene Kalk eine massige Beschaffenheit an, doch läßt sich an einigen Stellen die unveränderte Einfallsrichtung noch mit Hilfe einzelner Schichtfugen erkennen. Allmählich, noch vor Meter 2100 (ich notierte die Umgebung von Meter 2060) macht die massige Beschaffenheit einer dicken NNW fallenden Bankung Platz, Hornsteinlinsen sind stellenweise ausgeschieden und an den Schichtflächen kann man einige dünne Schieferbestege wahrnehmen, welche mit zunehmender Dünnplattigkeit (nach Meter 2130) häufiger werden.

Das Einfallen dieser gut geplatteten Schichten wird von Meter 2140 an etwas flacher als vorher, es sinkt stellenweise, wie zwischen Meter 2150 und 2160 bis unter 30°, beträgt aber im Durchschnitt noch zirka 40° (Richtung NNW).

Bei Meter 2168 wurde unerwarteter Weise eine Wasserkluft angefahren, welche den ersten und einzigen nennenswerten Wasserzufluß innerhalb des Südabschnittes der Tunnelröhre lieferte (12 *sl*), während die vorher durchfahrenen Partien so trocken waren, daß selbst das für verschiedene Arbeiten nötige Wasser eingeleitet werden mußte. Das Einfallen der Kluft ist 70° NNW bis N, der Kalk ist auf etwa $^1/_2$ *m* Entfernung von ihr zertrümmert, von großen Kalzitadern durchzogen und an Spalten mit ockerigem Verwitterungslehm überkleidet. Die Kluft hat zweifellos einige Bedeutung, denn hinter ihr wiederholt sich in auffälliger Weise der gleiche Wechsel, wie ihn die vor ihr getriebene Kalkstrecke bietet: Man tritt zunächst wieder in massige, von Kalzit durchäderte graue Kalke ein (wohl dieselben, wie vor Meter 2100), welche in der Umgebung von Meter 2200 eine 50° NNW fallende Schichtung annehmen. In der Folge stellen sich zunächst noch einige massige Partien ein, im allgemeinen aber ist der Kalk deutlich bankig, teilweise auch plattig. Hornsteinausscheidungen sind vorhanden, schmale Schieferlagen nicht selten zwischen den Schichtflächen eingeschoben; das Einfallen bleibt regelmäßig unter Winkeln von 50 bis 60° nach NNW gerichtet. Von Meter 2350 an vollzieht sich durch Vermittlung von Kalkschiefer ein allmählicher Übergang in die nächste Abteilung.

Der Tunnelaufschluß nördlich von Meter 1995 ist in doppelter Beziehung von Interesse:

1. Sind durch die Überschiebung (Meter 1995) infolge des Umstandes, daß sie flacher einfällt als die nördlich anstoßende Juraserie, eine Anzahl von Schichten abgeschnitten, welche obertags aufgeschlossen sind, und man tritt sofort in das der Kobla vorliegende Kalkband ein;

2. ist dieses Kalkband im Tunnel etwa doppelt so breit als nach den obertägigen Aufschlüssen anzunehmen wäre, man ist also wohl berechtigt anzunehmen, daß die Analogie der Gesteinswechsel nördlich und südlich der Verwerfungskluft von Meter 2168 durch eine tektonische Wiederholung herbeigeführt wurde.

b) Zone der Ton- und Kieselschiefer.

(An den Grenzen mit Kalkschiefer wechselnd.)

Meter 2350 bis 2518 von S.

Die Schiefer dieser Jurazone sind auch im Tunnel sehr charakteristisch und weder mit den schiefrigen paläozoischen noch mit den Kreidegesteinen zu verwechseln. Die herrschenden Farben sind grau, grün, rötlichbraun, und sehr bezeichnend ist der große Kieselsäuregehalt, welcher auch in Form von Linsen oder zusammenhängenden Lagen selbständig ausgeschieden ist. Sehr häufig sind weiße Kalzitadern, welche als Ausfüllungen enge nebeneinander befindlicher scharfer Risse die Schichten schräge durchschneiden; es sind dieselben, welche an der Terrainoberfläche auf den Schieferplatten durch Herauswittern die scharfen Kerben hinterlassen. Die Lagerung ist eine sehr regelmäßige, Klüfte fehlen fast gänzlich; das Einfallen der Schichten entspricht vollkommen jenem der beiderseitigen Kalkzonen.

Der Übergang aus den Kalken vollzieht sich bei Meter 2350 in der Weise, daß erstere sehr dünnplattig werden und Tonschieferlagen aufnehmen, nach wenigen Metern (Meter 2356) schon überwiegen die letzteren und schon bei Meter 2364 besteht die Schichtfolge aus festen dunkelgrauen Ton- und Kalkschiefern mit vereinzelten Kalkbänken, welche aber weiterhin gänzlich aufhören. Das Einfallen ist regelmäßig 50 bis 60° NNW, der erstere Winkel herrscht. Dünne, den harten zähen Schieferlagen folgende und mit ihnen fest verbundene Kiesellagen sind häufig zu beobachten; zwischen Meter 2388 und 2407 schließen sie sich zusammen und bilden eine etwa 13 *m* mächtige Zone von gutgebanktem, durchscheinenden grauen Hornstein, welcher den Fortschritt der Bohrarbeit erheblich verzögerte.

Es folgen sodann wieder mit gleichem regelmäßigen Verflächen (herrschend 50° NNW) dunkle, fast schwarze Ton- und Kieselschiefer mit untergeordneten Kalkschieferlagen. Durch Zunahme der Kiesellagen entwickelt sich zwischen Meter 2435 und 2450 eine zweite Hornsteinpartie, von welcher angefangen aber vorwiegend rotbraune und grünliche Tonschiefer, anfänglich noch mit zahlreichen Kieselausscheidungen, aufgeschlossen sind, so daß also nicht eine tektonische Wiederholung der Zone von Meter 2388, sondern nur eine neue Einschaltung vorliegen kann. Der Kieselschiefer, welcher erst näher der Nordgrenze Kalkbänkchen aufnimmt, fällt auch weiterhin mit sehr geringen Schwankungen 50° NNW und weist sehr konstante Merkmale auf: graue oder rötliche fettglänzende Kieselausscheidungen sind wiederholt wahrzunehmen, ebenso häufig sind die von Kalzit erfüllten Risse, welche in der Einleitung erwähnt wurden; als Gesteinsfarbe überwiegt Rotbraun, während die grünlichen Lagen mehr untergeordnete Einschaltungen bilden.

c) Kalkschiefer.

Meter 2518 bis 2600 S.

Diese Abteilung gliedert sich in den Formen der Terrainoberfläche wegen ihrer chemischen Zusammensetzung mehr an die Kalkstufe als an die Schieferzone an, mit welcher sie die Struktur gemeinsam hat. Da im Tunnel ihre Abgrenzung gegen die beiden sie einschließenden Gesteinsgruppen relativ scharf ist, bespreche ich sie hier gesondert, obwohl sie kein kartographisch ausscheidbares Schichtglied darstellt.

Bei Meter 2518 beginnen feste, sehr ebenflächige hornsteinführende Kalke, welche durch papierdünne dunkle Bestege in zentimeterstarke Lagen geteilt sind. Letztere zeigen sich am Querbruche noch von sehr feinen dunklen Striemen im Sinne der Schichtung durchzogen, so daß man es mit einem ausgezeichnet geschieferten Gestein zu tun hat. Das Einfallen ist sehr regelmäßig unter einem Winkel von 45° nach NNW gerichtet.

Bei Meter 2530 S macht sich ein Übergang in normale muschlig brechende Hornsteinplattenkalke bemerkbar, welche bis zirka Meter 2560 anhalten, aber in der Umgebung von Meter 2550 noch einige der genannten striemigen Lagen enthalten. Nach Meter 2560 lösen letztere den Plattenkalk wieder ganz

ab und herrschen nun bis Meter 2600 in sehr charakteristischer Ausbildung vor. Sie enthalten schmale, grünlichgraue Hornsteinlinsen und wechseln gelegentlich auch mit dünnen rötlichen Tonschiefern ab, die aber nur eine untergeordnete Rolle spielen. Klüfte fehlen; die scharf ausgesprochene, sehr ebenflächige Schichtung fällt 45° NNW.

d) Kalkzone der Kobla.

Meter 2600 bis 3034 S (= Meter 3300 von N). Durchschlagstelle des Sohlstollens bei Meter 2793 S (= Meter 3541 von N).

Die dunkelgrauen, meist plattigen, hornsteinführenden Kalke, welche den sehr eintönig gestalteten Schichtkomplex in den Grenzregionen zwischen nördlicher und südlicher Tunnelabteilung zusammensetzen, entsprechen petrographisch den Gesteinen, welche unmittelbar südlich der Dachsteinkalkgrenze von Meter 2852 N angetroffen wurden und nach dem geologischen Bau des ganzen Gebirges ihren nördlichen Gegenflügel darstellen. Die Crinoidenkalke, welche innerhalb des letzteren auch vom Tunnel durchörtert wurden, vermißt man allerdings im Südflügel, wenigstens als bemerkenswerte Schichtabteilung doch ist dies nicht durch Fazies-, sondern durch Lagerungsverhältnisse zu erklären, welche p. 76 [116] näher darzulegen sind. Die Dislokation von Meter 3300 steht bedeutend steiler als die Schichtung, sie schneidet daher die überkippte Koblazone derart ab, daß sie die Ton- und Kalkschiefer sowie die Crinoidenkalke, welche man an der Nordabdachung des Koblagipfels in verkehrter Reihenfolge bemerkt, in der Tunnelachse nicht mehr getroffen hat. Während also am nördlichen Flügel der Juraantiklinale infolge der Dislokation von Meter 2852 die jüngeren Schichten fehlen, gilt im Tunnel infolge der Störung von Meter 3300 dasselbe für die älteren Schichten der überstürzten südlichen Zone.

Detailbeschreibung: Nach den Kalkschiefern, welche bei Meter 2600 auf eine Strecke von wenigen Metern etwas faltig sind, folgen dunkelgraue, schichtige, lokal hornsteinführende Kalke in völlig konkordantem Verbande, mit einem Einfallwinkel zwischen 50 und 60° NNW. Im allgemeinen bleibt aber auch in diesem Tunnelabschnitte das Verflächen dem Betrage von 45° genähert (zum Beispiel Meter 2623 40 bis 45° NNW, Meter 2630 40° N 10° W, Meter 2652 zirka 40° NNW etc.); Klüfte fehlen auch hier fast vollständig bis auf einen 80° NO fallenden Harnisch, welcher bei Meter 2660 zu beobachten ist. Der Kalk ist sehr deutlich in schmale Bänke gegliedert, sein Gefüge dicht, der Bruch bald muschlig, bald splittrig, Hornsteinlinsen und Kalzitausscheidungen sind an verschiedenen Stellen zu beobachten. Bei Meter 2714 sieht man in dem 40° NNW fallenden Gestein zahlreiche glitzernde Punkte, welche vielleicht von Echinodermenresten herrühren, aber keine besondere Verbreitung besitzen.

Auch über die weitere Strecke ist nichts besonderes zu bemerken, die Lagerung bleibt nahezu unverändert, nur an einer kleinen Partie in der Umgebung der Durchschlagstelle sinkt der Fallwinkel auf zirka 30°, Richtung NW, herab; der Hornsteinreichtum ist im allgemeinen größer als in der südlicheren Strecke, doch ohne daß sich im übrigen der Gesteinscharakter irgendwie ändern würde.

Nach der Durchschlagstelle wird weiter gegen Norden das Einfallen der Schichten allmählich steiler, es steigt zum Beispiel bei Meter 2804 S (3530 N) auf 45°, bei Meter 2814 S (3520 N) auf 60° und bei Meter 2824 S (3510 N) sogar auf 70°, Richtung NNW; im allgemeinen herrscht in diesem Abschnitt der Winkel von 60° vor, so auch noch bei Meter 2854 S (3480 N). Etwa von Meter 2874 S (3460 N) an ist das Einfallen, welches übrigens unverändert bleibt, seltener zu sehen; man befindet sich in einer Einschaltung ziemlich massiger, grauer, feinkörniger Gesteine, welche nach den Probestücken von Meter 2884 S (3450 N) und Meter 2940 S (3394 N) als Dolomit zu bezeichnen sind und erst nach einer Erstreckung von rund 100 *m* wieder durch die gewöhnlichen schichtigen Kalke abgelöst werden. Diese Dolomiteinschaltung in den Koblakalken, welche ich auch obertags an mehreren Durchschnittslinien des langen Zuges beobachtete, zeichnet sich infolge der spröden Beschaffenheit durch reichlichere Zerklüftung aus. Die unregelmäßig durchlaufenden Kluftflächen schneiden die Tunnellinie unter sehr verschiedenen Winkeln, manche von ihnen kamen an den Stollenulmen als glatte Harnische sehr auffällig

zum Vorschein. Herr v. Klodič hat das eigenartige Verschneiden dieser unregelmäßigen Flächen mit der Profilebene detailliert zur Darstellung gebracht.

Bei Meter 2984 S (3350 N) herrscht wieder der hornsteinreiche plattige Kalk, der von hier bis zur Grenzlinie von Meter 3034 S (3300 N) unter einem Durchschnittswinkel von 60° nach NNW (etwa N 30° W) einfällt. Auch stärkere Neigung der Bänke kommt lokal vor, wie denn überhaupt der nördliche Teil der hier geschilderten Gesteinszone um einen geringen Betrag steiler einfällt als der südliche und die an letzteren sich anschließende Schieferzone.

Der große Unterschied in der Wasserführung der beiden Tunnelhälften kam zufälligerweise gerade im Bereich der Durchschlagstelle sehr scharf zum Ausdruck. Während man von Süden her auch innerhalb der Jurastrecke eine ganz auffällige Wasserarmut, ja meist sogar Trockenheit der Gesteine antraf — die einzige bemerkenswerte Wasserkluft von Meter 2168 S wurde bereits wegen ihrer tektonischen Bedeutung besprochen —, machte sich in der Nähe der Durchschlagstelle Regen bemerkbar, welcher weiter nördlich sogar in so starkem Maße auftrat, daß er im ganzen einen recht beträchtlichen Wasserabfluß lieferte. Von allen Seiten, aus Schichtfugen, aus Klüften drang das kalte Wasser heraus und erst nördlich der Dolomitpartie war dieser allgemeine Wasserzudrang etwas schwächer, machte sich aber auch in der Umgebung der Kluft von Meter 3034 S (3300 N) deutlich genug bemerkbar.

Wie lebhaft diese und die anderen Wasserzuflüsse in der Nordhälfte des Wocheiner Tunnels auf Schneeschmelze und Niederschlagsschwankungen reagierten, geht aus den Aufzeichnungen von Klodič (p. 48) hervor. Die Ziffer von 1150 *sl* für die Gesamttunnelwassermenge, welche am 23. November 1904 (also etwa ein halbes Jahr nach dem Durchschlag) zur Beobachtung kam, wurde übrigens, wie ich aus einer brieflichen Mitteilung des gleichen Beobachters erfuhr, am 4. November 1905 noch übertroffen, indem aus dem nördlichen Mundloch des bereits fertigen Tunnels 1500 *sl* abflossen.

Der Wasserzudrang in der Mittelregion des Tunnels nördlich der Durchschlagstelle erklärt sich naturgemäß durch ihre Lage senkrecht unter einer durch zahlreiche kleine Dolinen ausgezeichneten Talmulde zwischen der Kobla und der Kuppe 1527 (vergl. Profil). Es handelt sich um ein trockenes Karsttal, dessen durchlässiger Boden rasch große Mengen von Niederschlagswasser zu schlucken vermag.

Verhalten der Juragesteine bei den Arbeiten.

Die Anfahrung der ersten Jurakalkzone nördlich von Meter 1995 brachte natürlich eine bedeutende Verlangsamung des Vortriebes, welcher in der paläozoischen Strecke sehr rasch gewesen war; die Tagesleistung (Handbetrieb) sank von 4·11 *m*, die in letzterer erzielt worden waren, auf etwa 2·72 *m* (Monate VIII, IX, X, XI 1903), näherte sich also dem in der Kreidestrecke erzielten Durchschnitt. Wegen der Festigkeit des Gesteins war hier, wie in der Jurastrecke überhaupt, nur ein schwacher Stolleneinbau nötig. In der Zone der Juraschiefer war der Fortschritt stellenweise noch schwieriger, weil die zahlreichen, an zwei Stellen sogar zu mächtigen Lagern vereinigten Hornsteinbänder ein sehr lästiges Hindernis für die Bohrarbeit waren; die forcierte Tagesleistung betrug zum Beispiel im Jänner 1904 durchschnittlich 2·21 *m* (Meter 2396 bis 2464, also in der Hauptregion der Hornsteine).

Für die Zone der Koblakalke war der Durchschnitt beträchtlich höher, zum Beispiel im April 1904 zirka 3·3 *m* pro Tag, bei einem Stollenprofil von 4 m^2, also eine sehr bemerkenswerte Ziffer, wenn man bedenkt, daß in der allerdings mehr dolomitischen und sehr wasserreichen Abteilung der gleichen Zone auf der Nordseite im April 1904 zirka 4·88 *m* (bei Stollenprofil von 6·2 m^2) mit Maschinenbohrung erzielt wurde. Ziehen wir allerdings solche Gesteins- und Wasserverhältnisse in Betracht, welche dem günstigeren Teile der Koblazone entsprechen, so müssen wir die Strecke Meter 2848 bis 3153 N wählen, in welcher der maschinelle Tagesfortschritt zirka 5 *m* bei einem Profil von 8 m^2 betrug.

IV. Abschnitt.

Über die Wasser- und Temperaturverhältnisse im Tunnel nebst einigen Bemerkungen über das Auftreten von Bergschlägen.

Von **Max v. Klodič.**

Wasserverhältnisse.

Die Wassermengen der Tertiärstrecke waren unbedeutend, die Zuflüsse beschränkten sich auf Tropfen und Gerinnsel zwischen den Schichtflächen oder kamen bloß als Bergschweiß zum Vorschein. Nur in der Nähe des Portals, unter dem die Tunnelachse kreuzenden Globočnikbach, gibt es — besonders zu Zeiten stärkerer Niederschläge — Wasserzudrang, den man am besten mit „starker Regen" bezeichnen kann. Im Winter entstehen an diesen Stellen sehr lästige Eisbildungen, Stalaktiten und Stalagmiten von ganz beträchtlicher Größe.

Die eigentliche Wasser führende Zone ist der Dachsteinkalk. Sehr schön wies das Thermometer vorher schon auf das Vorhandensein von Wasser hin. Die Gesteinstemperatur stieg nämlich vom Portal gegen das Innere regelrecht, von Kilometer 1·2 jedoch an sank sie, es konnte mit Sicherheit die Nähe von Wasser angenommen werden, welches durch seine Zirkulation das Gebirge abkühlt. Allerdings war damit noch nicht gesagt, daß der Stollen auch wirklich jenes Wasser treffen würde, bei Kilometer 1·655 jedoch war dieser Zweifel beseitigt, denn hier schossen zum ersten Male fingerdicke kalte Strahlen bis 4 *m* weit aus den Rissen hervor.

Dieses Spiel wiederholte sich bei Kilometer 1·686 und 1·7. Nach einigen Stunden ließ aber der Druck nach und das Wasser floß wie eine ruhige Quelle ab. Bei Kilometer 1·820 kam ebenfalls Wasser zum Vorschein, welches später im Firststollen durch einen offenen, ungefähr 1 *m* weiten Kamin seinen Weg nahm. Die Temperatur dieser Gewässer betrug 7·4° C, beziehungsweise 7·0° C bei Kilometer 1·820. Die Menge des Wassers ändert sich mit den Niederschlägen über Tag, wobei dasselbe sich oft trübt. Das Maximum des 22. Oktober 1903 zum Beispiel, welches wohl auch später nicht stark überschritten worden ist, betrug 30 *sl*; doch ist der Unterschied der Mengen zu wasserreichen und wasserarmen Zeiten nicht sehr groß, vielleicht 20 *sl*. In dieser Beziehung unterscheidet sich diese Gruppe von Wasserzuflüssen ganz wesentlich von der zweiten, bei Kilometer 1·890 beginnenden, bei welcher dieser Unterschied ganz andere Beträge ausmacht. Auch war die erste Gruppe etwas wärmer als die zweite. Es scheinen also diese Risse und Klüfte in nicht besonders enger Verbindung zu stehen mit den folgenden Wasserzentren, wenn man sie so nennen darf, Wasserzentren selbstverständlich nur in Bezug auf den Tunnel, denn wie es sonst im Berge aussieht, kann niemand sagen. Die bisher angeführten Zuflüsse waren es auch nicht, die dem Baue besondere Schwierigkeiten entgegensetzten. Natürlich zeigte sich auch außer an den angegebenen Stellen allenthalben Wasser in Form von Bergschweiß, Nässe, Tropfen und schwachem oder stärkerem Regen.

Zweite Gruppe. Das System von Rissen zwischen Kilometer 1·890 und 1·900, ferner die Klüfte bei Kilometer 2·582 und 2·620, also drei Stellen liefern die großen Wassermengen. Bei den erstgenannten wurden Ende April und Anfang Mai 1903, nur 10 *sl* gemessen. Ende Juni betrug die Wassermenge schon 50, Ende Oktober 90, Anfang Februar 1904 200 *sl*, bis endlich bei weiterer Zunahme jede Messung oder

Schätzung unmöglich wurde. Ganz ähnlich verhielt sich das Wasser bei Kilometer 2·582 und 2·620. Die Zunahme betrug auch hier im Laufe der Zeit mehrere 100 *sl*. Nebenbei sei bemerkt, daß die Anfahrung der Wasserkluft bei Kilometer 2·620 zur Einstellung der Bohrarbeit vor Ort zwang. Die Unterbrechung dauerte vom 13. Oktober bis 8. November 1903. Diese Zunahme des Wassers nun ging nicht konstant in aufsteigender Folge vor sich, sondern es fanden zwischenhin auch hier ganz bedeutende Veränderungen der Menge statt und es zeigte sich bald, daß dies alles wieder in engem Zusammenhang mit den Niederschlägen über Tag steht. Zu trockener Zeit, im Winter und Hochsommer, ist die Wassermenge aus diesen Klüften verhältnismäßig gering, während jeder Regen, jede Schneeschmelze das Wasser um viele 100 *sl* zunehmen läßt. Und zwar erfolgt nach Niederschlägen die Durchdringung des Kalkmassivs sehr schnell, schon nach wenigen Stunden ist eine Zunahme des Wassers im Tunnel zu bemerken. Die Temperatur dieser zweiten Gruppe von Zuflüssen betrug 6·7° C. Das Wasser trübte sich oft stark, bei Kilometer 2·582 wurde des öfteren feiner, glattpolierter Sand, bis zu mehreren Kubikmetern auf ein Mal, herabgeschwemmt. Im übrigen zeigte sich in diesen Strecken Wasser auch an andern Stellen, so in Form von kleinen Quellen aus Kaminen, Tropfen am First und Ulmen u. s. w.

Als dritte Gruppe von Wasserzuflüssen kann man, wenn man will, jene der Strecken unter dem kleinen Tal zwischen Črna gora und Kobla bezeichnen, besonders zwischen Kilometer 3·300 und 3·540. Es sind hier jedoch keine Quellen oder überhaupt leicht sichtbare Stellen vorhanden, wo das Wasser herausfließen könnte, sondern es kommt sozusagen von allen Seiten, überall ist es naß, tropft es, regnet es mehr oder weniger. Eine Messung dieser Mengen für sich war infolgedessen unmöglich. Es konnte nur im Laufe der Zeit, bei Vornahme der Vollausbrüche, eine bedeutende Verstärkung des Wasserzudranges bemerkt werden, während ein starker Wechsel, entsprechend den Niederschlägen über Tag, in der kurzen Zeit bis zur Ausmauerung nicht festzustellen war.

Die Gesamt-Tunnelwassermenge wurde an der Ausmündung des Tunnelkanals in den Belcabach gemessen. An dieselbe wurde eine hölzerne Dohle angebaut, die über einem Kasten von 8 m^3 Inhalt endete. Durch eine Klappe am Boden der Dohle ließ sich das Wasser nach Belieben ins Freie oder in den Kasten leiten. Schon bei 500 *sl* jedoch war eine solche Messung durch Aichung ungenau, da wegen der Wellenbildung der Zeitpunkt der erfolgten Füllung des Kastens nicht leicht festzustellen war. Es wurde daher ein Voltman'scher Flügel angeschafft, mit welchem in der Folge Herr Ingenieur Schumann die meisten Messungen vornahm.

In der folgenden Tabelle sind Gesamt-Tunnelwassermengen angeführt, und zwar alle Maxima und Minima derselben, die nach der Anfahrung der letzten großen Quelle bei Kilometer 2·620 statthatten:

Datum der Messung	Menge in Sec. Litern	Anmerkung
14. Oktober 1903	320	
17. » 1903	380*	
22. » 1903	300	Am 22. Oktober 1903 vertheilten sich die Mengen:
23. » 1903	400*	*Km* 1·820 20 *sl*
14. November 1903 . . .	180	» 1·890 90 »
19. » 1903 . . .	310	» 2·582 130 »
29. Jänner 1904	210	» 2·620 50 »
6. Februar 1904	400	Sonst 10 »
11. » 1904	380	300 *sl*
12. März 1904	640*	
30. » 1904	500	

Datum der Messung	Menge in Sec. Litern	Anmerkung
20. April 1904	800	
8. Mai 1904	660**	
9. » 1904	685	
11. » 1904	650**	
13. » 1904	830*	
14. » 1904	800	
16. » 1904	920	Früh.
16. » 1904	1000*	Abends.
17. » 1904	800	
9. Juni 1904	470**	
10. Juni 1904	1000	
11. » 1904	810	
25. » 1904	320**	
27. » 1904	1050*	
19. Juli 1904	290**	
21. » 1904	310	
2. August 1904	280**	
26. » 1904	590	
12. September 1904 . . .	300	
15. » 1904 . . .	850	
23. » 1904 . . .	300	
30. » 1904 . . .	500	
4. Oktober 1904	375	
7. » 1904	460	
8. » 1904	1100*	
21. November 1904 . . .	270**	
23. » 1904 . . .	1150*	
7. Dezember 1904 . . .	320	
8. » 1904 . . .	1100	
9. » 1904 . . .	900	
6. Februar 1905	150**	
Anfang Mai 1905	1300*	

Aus dieser Tabelle ist zu entnehmen, daß die Extreme der Maxima (mit einem Stern bezeichnet) immer größer, jene der Minima (mit zwei Sternen bezeichnet) immer kleiner werden. Dies kann nicht von der Witterung abhängen, sondern davon, daß die Klüfte immer mehr ausgewaschen werden, so daß das Wasser immer plötzlicher und daher in immer größeren Mengen herabgelangt, während es zu trockener Zeit dafür auch gründlicher und schneller abfließen kann.

Beobachtungen über das Verhalten der einzelnen Wasseraustritte zur Zeit der Anfahrung, die Richtung und Beschaffenheit der Quellspalten und die Wassertemperaturen sind in dem der Arbeit beigeschlossenen Detailprofil besonders vermerkt.

Temperaturverhältnisse.

Die Wirkung des kalten, im Gebirge zirkulierenden Wassers auf das Gestein ist aus folgender Tabelle der Gesteinstemperaturen zu ersehen:

Entfernung vom Nordportal *km*	Gemessene[1] Gesteins-temperaturen °C	Anmerkung
0·0	8·2	
1·0	9·3	Zunahme um 1·1°
1·2	9·6	» » 0·3°
1·4	8·8	Abnahme um 1·2°
1·6	8·1	» » 0·7°
1·8	7·1	» » 1·0°
2·0	8·2	Bei *Km* 1·820 und 1·900 bedeutende Wasserklüfte
2·2	7·5	
2·4	7·6	
2·6	6·8	Bei *Km* 2·582 und 2·620 bedeutende Wasserklüfte
2·8	8·4	
3·0	9·4	
3·2	10·3	
3·4	10·4	
Entfernung vom Südportal		
2·7	9·8	Die Temperatur nimmt gegen die Nordseite zu konstant ab.
2·6	10·0	
2·4	11·4	
2·2	12·4	
2·0	12·7	
1·8	12·8	
1·6	13·0	
1·4	12·8	
1·0	12·0	
0·8	12·3	
0·6	12·0	
0·4	11·5	
0·2	13·0	

Die Temperaturen wurden jedesmal gleich nach der Auffahrung der betreffenden Orte gemessen. Man ersieht aus der Tabelle, daß die Gesteinstemperatur gegen die wasserreichen Stellen abnimmt. Zu Untersuchungen und Aufstellung irgendwelcher Regeln über die Zunahme der Erdwärme gegen das Innere ist die Gesteinstemperaturkurve des Wocheiner Tunnels selbstverständlich wertlos.

[1] Auf der Südseite von den Herren Beobachtern in Podbrdo.

Ventilation.

Die niedrige Gesteinstemperatur der Nordseite hat als innerer Faktor auch auf die Tunnellüftung Einfluß insofern, als sie die Luft im Tunnel abkühlt, welch kältere Luft gegen die wärmere Südseite drängt, also einen Zug von Nord nach Süd bewirkt. Nach den Beobachtungen — es liegen deren bis zur Niederschrift dieser Zeilen leider zu wenige vor — wirken von äußeren Faktoren auf die Lüftung mehrere ein.[1] 1. Die Verschiedenheit der Lufttemperaturen im Freien in der Nähe der Portale. Es findet ein Abströmen der Luft von niedrigerer Temperatur zu jener mit höherer statt. 2. Barometerunterschiede. Größere Luftdruckschwankungen kommen auf diese kurze Distanz naturgemäß nicht vor, wohl aber kleinere Differenzen, indem die großen von auswärts kommenden Änderungen an dem einen Tunnelende früher fühlbar werden als am andern, zum Beispiel bei Gewittern. Der allerkleinste Unterschied im Luftdruck aber genügt schon, um ohne Rücksicht auf andere Faktoren einen Luftstrom gegen das Ende mit niedrigerem Barometerstand hin zu erzeugen. Von Bedeutung sind ferner die stärkere oder schwächere Sonnenbestrahlung der Örtlichkeiten bei den Portalen, einseitige Bewölkung des Himmels, besonders wenn sie unbeständig ist, Nebel im Tale, Winde, die möglicherweise eine Saugwirkung hervorrufen; endlich dürfte die Lage des Südportals knapp am und über dem Wasser des Bačabaches nicht ohne Bedeutung sein, besonders bei Nacht. Der Tunnel lüftet sich bei gleichmäßig andauerndem schönen Wetter im Winter und Hochsommer gut, indem im Winter die fortwährend kältere Nordluft[1] nach Süden zieht und auch in der heißen Jahreszeit wegen der stärkeren Bestrahlung der Umgebung des Südportals wiederum die Nordseite kühler bleibt die Luft also auch von Nord nach Süd drängt. Wenn aber der Witterungscharakter sich zum Schlechten wendet, was gewöhnlich von Süden und Westen her geschieht, das Wetter unbeständig wird und bleibt, besonders im Frühjahr, so wirken die früher erwähnten Einflüsse derart ein, daß der Luftstrom im Tunnel mehrmals im Tag und in der Nacht seine Richtung wechselt, wenn er nicht ganz stagniert. Und diese Unbeständigkeit in der Richtung dauert dann oft wochenlang an.

Bergschläge.

Auch im Wocheiner Tunnel zeigten sich, wie schon anderwärts, die Erscheinungen des plötzlichen Abspringens von Gesteinsmassen. Ohne wahrnehmbare Ursache lösten sich oft Platten und Blöcke mit großer Gewalt von den Stollenwänden ab, wobei es neben einer Erschütterung einen Schall gab ähnlich jenem, als wenn in einiger Entfernung eine Dynamitmine zur Explosion gebracht worden wäre. Dieser unangenehme Umstand machte sich besonders im südlichsten Teil des Triaskalkes, knapp vor der Grenze gegen den Jura geltend. Das Gestein war aber in dieser 60 bis 70 *m* langen Partie auch von eigentümlicher Art. Es war von einer geradezu idealen Kompaktheit, absolut trocken, dabei merkwürdig klingend-spröde und dicht. Die selbständige Loslösung fand nur an Stellen von solcher Beschaffenheit statt. So auch im Jurakalk bei Kilometer 3·050 und 3·080. Nach dem Aussehen konnte dann schon geschlossen werden daß im Gebirge an dieser Stelle Spannungen aufgespeichert waren, die jetzt durch Störung des Gleichgewichts in der Gesteinsmasse mittels Auffahrung des Stollens oberflächlich frei werden würden. Vor der Juragrenze bei Kilometer 2·852 blätterte das Gestein (ein Oolithkalk) gleich nach der Freilegung merkwürdig auf, so daß es ein schiefriges Aussehen bekam, wobei das Streichen und Fallen der Plattung alle möglichen Richtungen einhielt. Bald darauf begann jedoch das „Knallen“ und Ablösen, was zu sehr starkem Einbau dieser Stellen zwang. Nach Erscheinen der glatten, harten, dicht anschließenden Grenz-

[1] Das Klima der Wochein ist ausnehmend rauh im Vergleiche zu jenem der nächsten Umgebuug. Im Februar 1900 wurde ein Minimum der Lufttemperatur von —27° C gemessen, während um dieselbe Zeit in Podbrdo nur —14° herrschten. Die Entwicklung der Vegetation bleibt im Frühjahre gegen das nahe Wocheiner Vellach und Veldes um ungefähr 3 Wochen zurück.

fläche des Jura, also nach Kilometer 2·852, wo das Gestein wieder deutliche Schichtung zeigte, hörte die Erscheinung auf. Wie jedoch in der Oolithstrecke neue Arbeiten in Angriff genommen wurden, wie der Firststollenvortrieb und Vollausbruch, begann das unheimliche Spiel von Neuem. Die Arbeiter waren nicht leicht zur Arbeit zu bewegen, wurden doch mehrere Mineure getroffen, zum Glück nur streifend, wodurch es nur zu Hautabschürfungen kam. Am 1. Februar 1904 zum Beispiel fielen bei Kilometer 2·850 ungefähr 8 m^3 Felsmassen vom Stollenfirst herab, wobei der Knall mehrere 100 m weit gehört wurde. Während des Vollausbruches hob sich im Sohlstollen plötzlich das Geleise um 20 cm auf eine Länge von 10 m, wieder einmal brachen unter der Wucht der sich lösenden Gesteine mehrere Kronbalken, während zu gleicher Zeit die Bausteine im angefangenen Widerlager in Unordnung gerieten, u. s. w. Durch eine ausnehmend starke Mauerung wurde jedoch das Gebirge an solchen Stellen verspannt und zur Ruhe gebracht, ohne daß die Mauer selbst später Veränderungen — wenigstens keine sichtbaren — erlitten hätte.

V. Abschnitt.

Die geologischen Vorstudien im Gebiete des Wocheiner Tunnels.

1. Wenn man die einzelnen Stadien in der Untersuchung des gegenwärtigen Tunnelgebietes kurz rekapituliert, ist an erster Stelle **D. Stur**[1] zu nennen, der im Jahre 1856 durch seine Übersichtsaufnahmen die wichtigsten geologischen Grundlagen schuf. Stur zeichnete zwar kein Profil, welches gerade der Linie der späteren Trasse entspricht, doch geht aus seinen Darstellungen folgende Gliederung der Tunnelregion hervor:

I. Tertiärmulde der Wochein, mit Resten der hochgelegenen Schotterdecke von Ravne, p. 22 der Arbeit.

II. Dachsteinkalk, p. 18.

III. Oolith der Črna gora, p. 19, als Jura aufgefaßt.

IV. Südliche Randzone des Kalkgebirges (Koblazone), p. 30. als untere Kreide aufgefaßt.

V. Schieferzone von Podbrdo, p. 10, als paläozoisch aufgefaßt.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse auf der Südabdachung des Wocheiner Kammes wird die Häufigkeit von Schichtwiederholungen infolge von tektonischen Störungen hervorgehoben und speziell mit Bezug auf die Umgebung von Podbrdo bemerkt: »diese Verhältnisse mögen denjenigen in den Westalpen ähneln, die die Veranlassung gaben zu der Meinung, daß Pflanzen der Kohlenformation mit denen des Lias, ja sogar in eozänen Schichten vorkommen« (p. 40).

Wenn sich auch gerade diese Stelle auf die vermeintlich mehrmalige Wechsellagerung paläozoischer Tonschiefer mit kretazischen Gesteinen des Porezengebietes bezieht, so ist doch des Autors Grundauffassung von der Schuppenstruktur dieser Gegenden durch eine Reihe von Beobachtungen begründet, welche durch die späteren Untersuchungen bestätigt werden konnten und um so mehr eine Hervorhebung verdienen, als derartige Ansichten über die Struktur von Teilen der Südalpen damals und auch später nicht sehr verbreitet waren.

2. Die nächste Untersuchung der Tunnelgegend wurde von **Dr. F. Teller** im Jahre 1894 auf Veranlassung der Generalinspektion der österreichischen Staatsbahnen durchgeführt, als die Vorarbeiten für ein Generalprojekt der zweiten Eisenbahnverbindung mit Triest im Gange waren. Das seinem Gutachten beigegebene Profil wurde für den amtlichen Gebrauch vervielfältigt, gelangte aber nicht zur Publikation.

Die Tunneltrasse, welche F. Teller beurteilte, deckte sich nicht ganz mit jener des definitiven Projektes, das Nordportal lag zirka 800 *m* weiter westlich, es erscheint daher die ganze Linie vom Südportal aus um einen Winkel von rund 5° geschwenkt und verläuft etwas westlich des Koblagipfels; es weichen

---

[1] D. Stur: Das Isonzotal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, IX, Wien, 1858, p. 324. Von noch älteren Vorarbeiten wäre zu nennen A. Morlot: Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain, ibid., I, 1850, p. 402.

daher die Terrainkonturen in seinem Profil von jenen des definitiven merklich ab, was auch einen Einfluß auf die Darstellung der südlichen Grenze der mesozoischen Bildungen des Kammes ausübte.

Da Tellers ausführliche geologische Beschreibung, in welcher zahlreiche Details über die Zusammensetzung der Schichten und wichtige Angaben über die Tektonik des Gebirgskammes enthalten sind, bisher nicht veröffentlicht ist, gebe ich im Nachstehenden mit Genehmigung des Autors einen Abdruck des Wortlautes.

Wocheiner (Kobla-)Tunnel.

Für die Bestimmung der Region, in welcher das Grenzgebirge zwischen Krain und dem Küstenlande durchbrochen werden soll, war wohl vor allem der Umstand entscheidend, daß die Breite dieses Gebirgswalles, der Wasserscheide zwischen dem Schwarzen Meer und der Adria, an keiner Stelle auf ein so geringes Maß herabrückt, wie zwischen Feistritz und Podbrdo.

Es gibt keinen zweiten Punkt, an welchem im Niveau der vorliegenden Trasse dieser Übergang ins Isonzogebiet mit der relativ bescheidenen Tunnellänge von 6365 *m* zu bewerkstelligen wäre. Die Wahl dieser Region muß aber auch von einem anderen Gesichtspunkte aus als eine glückliche bezeichnet werden. Die in ihrem Verlaufe so wechselvolle Wasserscheide besitzt in dem Abschnitt zwischen Feistritz und Podbrdo ein rein ostwestliches Streichen, und zwar, wie die geologischen Begehungen ergeben haben, nicht nur im orographischen Sinne, sondern auch in Hinsicht auf den Schichtenbau. Die zu durchörternden Gesteinshorizonte werden also von der Tunnelachse nahezu senkrecht auf ihre Streichungsrichtung getroffen.

Wenn also auch die Gesteine, welche der Wocheiner-(Kobla-)Tunnel zu durchfahren haben wird, nicht durchaus so beschaffen sind, daß sie eine absolut günstige Prognose rechtfertigen würden, so unterliegt es anderseits doch keinem Zweifel, daß in Bezug auf die allgemeinsten und wichtigsten Momente, nämlich Tunnellänge und Richtung der Tunnelachse, kein Alternativprojekt nur annähernd so günstige Chancen erlangen könnte, wie das vorliegende.

Der Kamm des zu tunnelierenden Gebirgsabschnittes besteht aus mesozoischen Kalkgebilden, welche im Süden von einem mächtigen Komplex paläozoischer Schiefergesteine unterteuft werden. An der Nordabdachung des Gebirges beobachtet man, den mesozoischen Kalken unmittelbar aufgelagert, tertiäre Sedimente, welche sich selbst wieder in zwei Horizonte gliedern, einen tieferen' der aus sandig-mergeligen und einen höheren, der aus konglomeratischen Gebilden aufgebaut ist. Der Tunnel wird somit in der Richtung von Nord nach Süd drei hinsichtlich ihres geologischen Alters und der Gesteinsbeschaffenheit wesentlich verschiedene Gesteinszonen zu durchfahren haben. Es sind dies:

I. Die Zone der tertiären Ablagerungen, welche mit 1470 *m*,
II. » » » mesozoischen Kalksteinbildungen, welche mit 1930 *m*,
III. » » » paläozoischen Schiefer, welche mit 2965 *m*

an der Gesamttunnellänge partizipiert und von denen jede der Reihe nach genau auf die Beschaffenheit und Lagerung der sie zusammensetzenden Schichten geprüft werden soll.

I. Die Zone der tertiären Ablagerungen.

Zunächst ist hervorzuheben, daß die konglomeratischen Bildungen, welche die Reihe der tertiären Sedimente als horizontal gelagerte Platte nach oben abschließen, ihrer Höhenlage wegen für die Tunneltrasse gar nicht mehr in Betracht kommen. Der Unterrand dieser mächtigen Konglomeratdecke, welche das Plateau von Rauno bildet, liegt rund 130 *m* über dem Niveau des Tunnels. Die tiefere Abteilung der tertiären Schichtfolge, welche nach dem geologischen Längenprofile in einer Ausdehnung von 1470 *m* zu durchfahren sein wird, besteht aus Sandsteinen und tonig-mergeligen Schichten, die durch mannigfache Zwischenglieder unter einander so innig verknüpft sind, daß es oft schwer wird zu entscheiden, ob die Sandstein- oder die thonig-mergelige Entwicklung prävaliert. Im allgemeinen kann man aber wohl sagen, daß es die Sandsteingebilde sind, welche den Charakter der Ablagerung bestimmen.

An der Steilböschung, an welcher südlich von Feistritz der Wocheiner Tunnel angeschlagen werden soll, befindet sich 500 *m* von dem Anschlagspunkt entfernt, eine Schichtenentblößung, in welcher von unten nach oben aufgeschlossen sind:

0·50 *m* gelbbraune, poröse, zähe Sandsteine von feinem Korn, die im Niveau des Wasserspiegels wie ein Schwamm durchtränkt erscheinen, ohne hiebei nur im mindesten an Zusammenhalt zu verlieren; es sind also »steinige«, im Wasser nicht zerfallende Gebilde. Sie sind im mittleren Abschnitt von Kohlenschnüren durchzogen (dieses Gebiet war wiederholt Gegenstand von Schürfungen), in ihren oberen Lagen aber durch zonenweise Einstreuung von erbsen- bis haselnußgroßen Geröllen konglomeratisch entwickelt. Darüber folgt eine 0·40 *m* mächtige Bank eines harten blaugrauen, mit ledergelber Farbe verwitternden Sandsteins von sehr feinem

Korn. Das Material ist bei mäßigen Ansprüchen an Druckfestigkeit als Baustein verwendbar. Über dieser gesimseartig vorspringenden Bank folgt im Profil zurücktretend:

0·35 *m* mächtiger grauer sandiger Tegel ohne deutliche Schichtung, im trockenen Zustande hart, im Wasser jedoch erweichbar und dann halbplastisch. Nach oben geht diese Masse durch reichliche Aufnahme von klastischen Beimengungen allmählich in Sandstein über und zeigt dann auf

0·20 *m* Mächtigkeit deutliche Schichtung in dünnen Platten, die nach oben mit einer

0·30 *m* dicken festeren Sandsteinbank abschließen, welche abermals deutlich aus dem Profil der Wand vorspringt. Es folgt dann in

0·40 *m* Mächtigkeit grauer, sandiger Tegel, darüber

0 15 *m* eine härtere Sandsteinplatte, sodann weiter:

0·30 *m* sandiger grauer Tegel

0·25 *m* Sandsteinplatten,

0·20 *m* tegelartige Zwischenlage,

0·40 *m* Sandstein,

0·20 *m* tegelartige Zwischenlage,

0·40 *m* Sandstein,

0·20 *m* sandig-tegelige Schicht.

Damit ist der obere Rand des Aufschlusses erreicht, und folgen nun grobe Schotter, offenbar angeschwemmte Lagen jener jüngeren Konglomeratbildungen, welche den Untergrund der Terrasse von Rauno zusammensetzen.

Von der Gesamtmächtigkeit der hier anfgeschlossenen Schichtfolge per 4·25 *m* entfallen also 2·80 *m* auf die härteren Sandsteinbildungen, 1·45 *m* auf weichere tonige Zwischenlagen. Die Sandsteine beteiligen sich in diesem Aufschlusse mit ungefähr 65 Prozent an der Schichtfolge. Zu einem ähnlichen Schluß über das prozentuale Verhältnis von Sandstein und Tegel gelangt man bei Begehung der Aufschlüsse, welche der zwischen den Plateaus von Rauno und Deutschruth sich einschneidende tiefe Graben zur Anschauung bringt. Man beobachtet daselbst auch, daß die konglomeratisch ausgebildeten Sandsteinbänke, von denen im Profile bei Feistritz nur eine Andeutung vorlag, eine häufig wiederkehrende Erscheinung darstellen und im Gesamtprofile wahrscheinlich eine nicht unbedeutende Rolle spielen werden.

In dem eben geschilderten Aufschluß verflächen die Gesteinsbänke mit 10° in Süd-Südost. In dem vorerwähnten Graben östlich von Rauno beobachtet man dagegen in der Richtung von Nord nach Süd ansteigend einen mehrmaligen Wechsel in der Fallrichtung und verschiedene Neigungswinkel, die lokal bis zu 40° und 50° sich erheben.

Man erhält den Eindruck, daß eine ursprünglich flach gelagerte Sedimentdecke an einer Reihe von Verwürfen, welche dem Beckenrand parallel hinziehen, in größere und kleinere Schollen zerstückt wurde, welche sodann gegen das Innere der Mulde hinabgesessen sind oder auch sonst gegen einander verschoben wurden. Es dürfte somit der Tunnel in seinem Fortschritte nach Süd nicht selten ganz unvermutet aus flach gelagerten Schichten in steil aufgerichtete gelangen, und werden somit auch in dieser jüngeren Vorlage der Gebirgskette Druckwirkungen nicht fehlen, die aus Störungen des Schichtenbaues hervorgehen.

Wasserreich scheinen diese Schichten jedoch nicht zu sein, wenigstens fehlt es dem Gehänge entlang vollständig an einigermaßen ergiebigen Quellausflüssen. Die zahlreichen, in kurzen Abständen sich immer wiederholenden tegeligen Zwischenlagen machen eine regelmäßige Wasserzirkulation und mächtigere Aufstauungen größerer Wassermengen an bestimmten Stellen von vornherein ganz unmöglich. Es ist das ein wichtiges Moment für eine relativ günstige Beurteilung des auf die Tertiärvorlage entfallenden Abschnittes der Tunneltrasse.

II. Die Zone der mesozoischen Kalksteinbildungen.

Die Gesteine dieser Zone bilden den Kamm des Gebirges. Die hiehergehörigen Gesteinsentblößungen steigen an den beiderseitigen Abdachungen nicht unter die Kote von 1000 *m* hinab. Nach Analogie mit den Verhältnissen in den Karawanken könnte man unter diesen Umständen zu dem Schlusse geneigt sein, daß diese Gesteine ihrer bedeutenden Höhenlage wegen zum Tunnelbau überhaupt in keine Beziehung treten werden, wie dies ja in den Karawanken bezüglich der obertriadischen Kalk- und Dolomitmassen der Gipfelregion tatsächlich der Fall sein würde. Hier wäre jedoch dieser Schluß nicht zulässig. Eine Begehung der beiden Gebirgsabdachungen hat ergeben, daß man es hier mit einem Kalkkomplex zu tun hat, der im Süden allerdings auf einer alten, hoch über die Tunnelebene aufragenden Basis von Schiefern aufruht, daß aber diese Kalke zugleich eine nach Nord geneigte mächtige Platte darstellen, welche unter mittleren Neigungswinkeln unter die Tertiärablagerungen des Beckens von Feistritz hinabtaucht. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse kommen wir zu einer Profilkonstruktion, der zufolge die Achse des Wocheiner Tunnels auf eine Erstreckung von 1930 *m* in den vorwiegend kalkigen Bildungen des Gebirgskammes zu liegen kommt. Bei dieser Konstruktion wird freilich stillschweigend vorausgesetzt, daß der Böschungswinkel, unter welchem die Kalke an dem Nordabfall des Gebirges die jüngeren Auf-

lagerungen unterteufen, bis zur Tunnelebene hinab keine wesentliche Änderung erleidet und daß auch der Winkel, mit welchem die alte Schieferbasis von Süd her unter den Kalksteinkörper hinabtaucht, nach der Tiefe hin sich ebenfalls als konstant erweist. Jede Störung in diesen selbstverständlich nur auf theoretische Erwägungen gestützten Prämissen würde naturgemäß auch eine Änderung in den Ziffern zur Folge haben, welche den Anteil der drei Gesteinszonen an der Gesamtlänge des Wocheiner Tunnels zum Ausdrucke bringen sollen.

Die Gesteine dieser Zone konnten nur ganz im allgemeinen als eine Einheit zusammengefaßt werden, da sie im Einzelnen betrachtet sowohl der petrographischen Beschaffenheit wie dem Alter nach eine große Verschiedenheit aufweisen. Die Zone umfaßt Trias, Lias, Jura- und Kreideablagerungen, die man in die Gruppe der »mesozoischen Formationen« zusammenzufassen pflegt, und da sie zu mehr als acht Zehntel aus kalkigen Gesteinen besteht, so kann sie wohl am passendsten unter der Bezeichnung: »Zone der mesozoischen Kalksteinbildungen« zusammengefaßt werden.

Nach Alter und Gesteinsbeschaffenheit lassen sich innerhalb dieser Zone zunächst wieder zwei größere Gruppen ausscheiden, von welchen die eine Trias (Dachsteinkalk) und Lias, die andere Jura- und Kreidebildungen umfaßt. »Sie bildet infolge einer Schichtenüberkippung, welche die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebirgsriegel beherrscht, scheinbar das Hangende der Ablagerungen der zweiten Gruppe, der Jura und Kreidebildungen. Diese besitzen sodann in der Kobla und deren Abstürzen ins Bačatal ihre Hauptverbreitung.

Hinsichtlich ihrer Gesteinsbeschaffenheit sind diese beiden Gruppen wesentlich verschieden. Die erstgenannte Gruppe stellt sich als eine einförmige Kalkentwicklung dar, in welcher dickbankig gegliederte graue dichte Kalke die Hauptrolle spielen. Es sind das die Äquivalente des Dachsteinkalkes. Dem Dachsteinkalke aufgelagert erscheint in unregelmäßigen Schollen ein weniger deutlich geschichteter Kalkstein von grauer oder rötlicher Färbung, welcher der Liasformation angehört.

Die zweite jüngere Schichtgruppe, welche Ablagerungen der Jura- und Kreideperiode umschließt, besitzt im Gegensatze zu den einförmigen Kalkmassen der erstgenannten Gruppe eine überraschende Mannigfaltigkeit in der Ausbildung ihrer Gesteine. Insbesondere an den südlichen Steilabstürzen der Kobla hat man ein verwirrend buntes Bild von geschichteten Gesteinen vor sich. Die wichtigsten Typen, die sich hier festhalten lassen, sind:

Hellgraue dickbankige Kalke mit spreuartig eingestreuten spätigen Schalentrümmern;

lichtgefärbte bis dunkel rauchgraue Kalke mit Oolithstruktur;

dünnschichtige gelblichweiße, graue und rötlich gefärbte Kalke und Kalkschiefer mit Lagen von grauem und rotem Hornstein;

dickbankige bituminöse Dolomite mit großen Knauern von schwarzem Hornstein;

bunte, meist grün und rot gefleckte und gebänderte, verkieselte oder mit Hornstein reichlich durchwachsene dickplattige Tonschiefer;

Lager von dickplattig-kurzklüftigen, meist grünlich gefärbten Kieselschiefern.

Es sind Schichten der oberen Jura- und unteren Kreideformation, welche dieses bunte Gesteinsbild zusammensetzen.

Die Schichten verflächen durchwegs unter Neigungswinkeln von 40—60° in Nord, so daß also die Steilabstürze, welche sich an der Südseite des Gebirges aus dem Katzenbache bis zum Einschnitte des Bačasattels hinziehen, den Schichtkopf der über den paläozoischen Schiefern lagernden jüngeren Gesteinsserie darstellen. Die Auflagerung auf die Schieferbasis ist keine normale, die Kontaktfläche ist vielmehr die Ebene einer Schichtenüberschiebung, welche nach Ost noch eine Strecke weit über die Region des Bačasattels hinaus verfolgt werden kann. Es ist nur eine Folge dieser eigentümlichen Lagerungsform, daß der den paläozoischen Schiefern aufsitzende Schichtkomplex in der Richtung von West nach Ost so rasch an Mächtigkeit abnimmt und schon jenseits des Bačasattels vollständig auskeilt. Es ist klar, daß die unter solchen Verhältnissen im Süden der Dachsteinkalkmasse eingefaltete jüngere Schichtgruppe in der Richtung nach Ost zugleich immer weniger tief in die Bergfeste hinabgreifen wird, und es ist in hohem Grade wahrscheinlich, daß ein Tunnel, der das Gebirge östlich vom Bačasattel im Niveau des Wocheiner Tunnels durchverqueren würde, die überschobene Scholle von Jura- und Kreideablagerungen überhaupt nicht mehr berühren, sondern bereits unterfahren würde. Eine solche Tunnelanlage würde mit den Jura- und Kreidegesteinen als Dach über sich aus den paläozoischen Schiefern sofort in den Dachsteinkalk eintreten.

Die Tunnellänge von 1930 *m*, welche auf die mesozoische Kalkzone entfällt, dürfte sich auf die eben geschilderten Schichtgruppen in der Weise verteilen, daß für die reine Kalksteinentwicklung von Trias und Lias 1210 *m*, für die mannigfaltiger gegliederte jüngere Schichtenserie dagegen nur 720 *m* in Rechnung genommen werden könnten.

III. Die Zone der paläozoischen Schiefer.

Die Gesteine dieser mächtigsten Schichtenzone des Wocheiner Tunnels lassen sich im allgemeinen charakterisieren als graue, im frischen Zustande feste, bei der Verwitterung sich aufblätternde Tonschiefer mit Einlagerung von dünnplattigen Sandsteinen und gut geschichteten dickbankigen dunkelgrauen, häufig weiß geaderten Kalksteinen und unreinen Kalksandsteinen.

Als Beispiel für die innige Verknüpfung und den lebhaften Wechsel dieser verschiedenen Gesteinsabänderungen soll hier das Bild einer Schichtfolge vorgeführt werden, wie es längs des Fahrweges von Podbrdo zur Kirche von Bača in einem Hohlwege aufgeschlossen ist. Es sind hier in einer Aufschlußlänge von 15 *m* ohne Unterbrechung entblößt: Zu unterst ein Wechsel von dünnblätterigen Schiefern mit Sandsteineinlagerungen, je 0·02 bis 0·06 *m* mächtig. Man zählt im ganzen fünf solcher Einlagerungen. Darüber folgt eine Bank eines dunklen, schwärzlich grauen, harten Kalksteins, der netzartig von weißen Kalkspatadern durchwoben ist, mit einer Mächtigkeit von 1 *m*. Die Kalkbank wird von dunklen Tonschiefern überlagert, in welche sich noch zweimal Kalksteinschichten von geringerer Mächtigkeit einschalten. Es folgt nun ein Komplex von Thonschiefern mit Einlagerung von Platten eines dunklen, unreinen Kalksandsteines, die gewissermaßen Vertiefungen in den weicheren Tonschiefern bilden. Es sind Platten von durchschnittlich 0·02 *m* Dicke. Nach oben schalten sich in diesen Tonschieferkomplex noch dreimal dünne Kalkbänke von durchschnittlich 0·05 *m* Mächtigkeit ein. Mit einer solchen Bank schließt die Entblößung nach oben ab.

Die ganze Schichtenfolge verflächt mit 40 Grad in NO. Bei einer Aufschlußlänge von 15 *m* ergibt sich daher für die wahre Mächtigkeit der hier aufgeschlossenen Schichten ein Betrag von ungefähr 11 *m*, von welchem 1·63 auf Kalksteinbänke, 0·35 auf dünnplattige sandige Kalke und 0·20 auf Sandsteineinlagerungen entfallen. Die Mächtigkeit der festeren Gesteinseinlagerungen beträgt somit im ganzen 2·18 *m*.

Dieser Aufschluß gibt einerseits eine Vorstellung von der Lebhaftigkeit des Gesteinswechsels, andrerseits von der Mächtigkeit der festeren Einlagerungen innerhalb des Schichtkomplexes. Die letztere erreicht kaum 20 Prozent der Gesamtmächtigkeit. Da sich jedoch die kalkigen Einlagerungen in den tieferen Theilen der Schichtfolge reichlicher und mächtiger erweisen, so darf man wohl annehmen, daß sich das Verhältnis der harten zu den weichen Schichtgebilden im ganzen etwas günstiger stellen dürfte als dies in dem räumlich sehr beschränkten Schichtenaufschluß der Fall ist. Unter 70 Prozent dürfte jedoch der Anteil, welchen die weicheren Sedimente an der Schichtfolge nehmen, auf keinen Fall herabsinken. Im allgemeinen kann man sagen, daß die tiefere Abteilung der Schichtfolge, etwa bis hinauf zur Kirche von Bača di Podbrdo, relativ reich ist an festeren Einlagerungen; oberhalb der genannten Kirche aber und insbesondere in den höchsten Teilen der Schichtfolge an dem Fuße der Kobla treten die festeren Einlagerungen fast vollständig zurück und findet man hier fast ausschließlich Tonschiefermaterial.

Diese weicheren Schieferlagen machen nun an der Gebirgsoberfläche einen höchst ungünstigen Eindruck. An dem Gehänge zum Beispiel, an welchem der Weg von Bača zum gleichnamigen Sattel hinführt, und an dem Rücken, über welchen man von diesem Fußwege ab über die Schichtköpfe des Schiefers zum Fuße der Kobla ansteigt, ist nirgends ein größeres zusammenhängendes Belegstück für die hier entwickelten Gesteinsarten zu gewinnen; der Schiefer blättert sich auf und zerfällt in jenen kleinschuppigen Gesteinsschutt, der auch in anderen Gebieten für Tonschiefergehänge charakteristisch ist. Wo das Terrain jedoch durch einen künstlichen Aufschluß tiefer aufgerissen wurde, so daß frische Gesteinsanbrüche sichtbar werden, ändert sich das Bild sofort in günstigem Sinne; der Schiefer erscheint dunkel bläulichgrau, fest, und bricht hie und da in Platten, die als Dachschiefer, bei heimischen Bauten wenigstens, Verwendung gefunden haben.

Der Umstand, daß die tieferen Zonen der Schichtfolge, welche ja den Hauptanteil an den Tunnelaufschlüssen haben werden, durch festere Einlagerungen ausgezeichnet sind, und die Wahrnehmung, daß die Schiefer ihre Neigung zur Aufblätterung und zum Zerfall erst im Kontakt mit der Atmosphäre entfalten, läßt uns die Beziehungen dieser Gesteine zu den Tunnelierungsarbeiten wieder in etwas günstigerem Lichte erscheinen. Ein besonders günstiges Moment aber ist in dieser Hinsicht die Art der Lagerung des Schichtkomplexes. Die Schichten fallen fast durchaus bergwärts bei einem Streichen von WSW in ONO. Die Tunnelröhre wird also die Schichten verqueren und zugleich vom Liegenden ins Hangende fortschreiten. Mit diesen Lagerungsverhältnissen hängt wohl auch die große Quellenarmut des Bačagehänges zusammen; es ist hier um die Wasserbeschaffung sehr schlecht bestellt, und die reichlichen Quellausflüsse, welche man a priori an der Kalkschiefergrenze oberhalb Bača erwarten sollte, sucht man hier vergebens. Man möchte fast vermuten, daß die Niederschlagswässer, die von dem Kalkkörper der Kobla und an dessen Südabdachung aufgenommen werden, zum größten Teil nach Nord hin abfließen, um erst im Feistritzursprung zutage zu treten, und zwar an der in Nord geneigten Überschiebungsfläche, welche die wasseransammelnde Unterlage der Kalkmasse des Hauptkammes darstellt. Im Tunnel wenigstens wird sich diese Gesteinsgrenze, die kurz vor Kilometer 32 der Trasse erreicht wird, gewiß durch stärkere Wassereinbrüche bemerkbar machen. Da wie oben erwähnt wurde, in den hangenden Schieferpartien von der Kirche von Bača aufwärts härtere Gesteinseinlagerungen immer seltener werden, so daß schließlich gegen die Kalkgrenze hin die weicheren Gesteinsarten für sich allein herrschend werden, so hat man es in diesem Abschnitte des Tunnels mit zwei für die Bauführung gleich ungünstigen Faktoren zu tun, mit schlechter Gesteinsbeschaffenheit und voraussichtlich reicherer Wasserführung.

Der Wocheiner Tunnel mündet am Fuße des steilen Rückens, der sich zwischen dem Bačatal und dem Katzenbach nach Süd vorschiebt. An dem scharf geschnittenen Gebirgsvorsprung zwischen den beiden Tallinien liegt eine Entblößung von Tonschiefern, die mit 50 bis 60 Grad in OSO verflächen. Dieselbe Lagerung beobachtet man wenige Schritte weiter im Bette des Bačagrabens, wo dunkle kalkige Gesteinsbänke mit dieser Fallrichtung als Felsriffe aus dem weichen Schiefer herausragen. Es macht sich also hier im Vergleiche zu den Lagerungsverhältnissen bei Bača eine Wendung der Schichten im Streichen wie im Verflächen bemerkbar, die nicht

lokal zu sein scheint, da sich die gleiche Schichtenstellung sowohl aufwärts gegen Podbrdo, als talabwärts gegen Ternik hin an mehreren Stellen beobachten läßt. Der südlichste Teil des Tunnels durchfährt wahrscheinlich einen schmalen Schichtensattel, welcher offenbar die tiefste Abteilung des zum Aufschluß gelangenden paläozoischen Schichtenkomplexes darstellt.

Vergleich der Tunnelaufschlüsse mit der Prognose von Bergrat F. Teller.

I. Zone der tertiären Ablagerungen.

Die Durchführung der Tunnelarbeiten ergab bezüglich der Lagerungsverhältnisse das Resultat, daß die an den obertägigen Aufschlüssen beobachteten Schichtunregelmäßigkeiten nicht in die Tiefe hinabsetzen und mithin den einfachen Muldenbau nicht wesentlich beeinträchtigen. Man darf vielleicht annehmen, daß die lokalen Störungen zusammenhängen mit Verwitterungs- und Erosionserscheinungen, durch welche oberflächliche Lagerungsveränderungen der vorwiegend weichen, zum Teile sogar zerfließlichen Schichtmassen eintraten.

Der Quellenmangel, welchen F. Teller als günstiges Moment für die Beurteilung der Tertiärstrecke besonders betonte, gehörte zu den praktisch wichtigsten Merkmalen dieses Abschnittes und ihm ist die relative Standfestigkeit der tonig-mergeligen Gebilde zu verdanken.

Die südliche Tertiärgrenze, welche im Gutachten bei 1470 *m* angesetzt und später (1902) auch von mir ungefähr an der gleichen Stelle gezeichnet wurde, traf um den Betrag von 130 *m* (mit Rücksicht auf die Portalverschiebung etwas darüber) weiter südlich ein; die Prognose war erschwert durch die Unmöglichkeit, das Einfallen der Schichten des südlichen Muldenflügels im Wiesen- und Waldterrain entsprechend zu verfolgen.

II. Zone der mesozoischen Kalksteingebilde.

Das für den technischen Gebrauch bestimmte Profil Tellers enthält nur die Hauptgruppierung der Gesteine soweit sie praktisch von Interesse ist, aber nicht die Detailbeobachtungen, auf welche die Daten über den geologischen Anteil der verschiedenen Schichten begründet sind.

Der Autor war nun so freundlich, mir für die Erörterung der Prognosen seine damals angefertigte Handskizze zur Verfügung zu stellen, welche besonders bezüglich der südlichen Abteilung der mesozoischen Zone wichtige Details enthält; in der beigegebenen Reproduktion auf p. 61 sind diese Eintragungen punktiert wiedergegeben. Es geht daraus hervor, daß Tellers tektonische Auffassung des Wocheiner Kammes durch die Tunnelaufschlüsse nur bestätigt wurde. Besonders wichtig ist es, daß Teller bereits damals einen überkippt antiklinalen Aufbau dieses Teiles der Randzone annahm, wie aus einer mit Bleistift gezeichneten Luftsattellinie in seiner Skizze ersichtlich war. Ich möchte bemerken, daß ich zur Zeit des Entwurfes meines Tunnelprofils und der Abfassung meiner späteren Notiz in Verhandlungen 1903 p. 116, nur das von der Baudirektion reproduzierte Generalprofil Tellers (ohne sein Gutachten) kannte. Ich gelangte also in der letztgenannten Notiz unabhängig zur gleichen Kombination vom Antiklinalbaue der im Tunnel durchfahrenen Juraregion, eine Anschauung, welche durch den Bau der Črna prst-Gegend begründet war.

Was die relative Beteiligung der mesozoischen Gruppen an der Zusammensetzung der Tunnelgesteine anbelangt, ist vor allem zu bemerken, daß Teller für die »Gruppe des Dachsteinkalkes« 1210 *m* veranschlagte, was mit den tatsächlich beobachteten Verhältnissen praktisch genau übereinstimmt; die Breite dieses Abschnittes betrug nämlich 1260 *m*. Für die südliche Randzone der mesozoischen Gebilde wurden 720 *m* veranschlagt, durchfahren wurde etwa der doppelte Betrag; dieseDifferenz erklärt sich dadurch, daß infolge der großen Reduktion der Jurazone am Bačapasse, also zirka 1 *km* östlich der Tunnellinie, mit der Unterfahrung einer ganzen Anzahl der jüngeren Jurahorizonte gerechnet werden konnte. Es war selbstverständlich unmöglich, auf

theoretischem Wege den unterirdischen Einfallswinkel der Überschiebungsfläche genau vorauszubestimmen.

III. Die Zone der paläozoischen Schiefer.

Teller schied in dieser Region zwei Unterabteilungen aus, deren tiefere sich durch feste Einlagerungen und antiklinalen Bau (p. 58, Schlußsatz) auszeichnet, während die höhere aus Tonschiefern besteht, welche in verwittertem Zustand zwar ungünstig aussehen, in frischer Erhaltung aber dachschieferartig sind.

Die beiden Komplexe verhielten sich auch im Tunnel in der angegebenen Weise und boten für die Arbeiten keine Schwierigkeit.

Bezüglich der Altersbestimmung ist zu bemerken, daß zur Zeit von Tellers Prognose des Tunnelprofils noch die von Stur angegebenen Funde von Bythotrephis und »Fucus« antiquus als maßgebend für die Horizontierung der Schiefer von Podbrdo gelten mußten, während sich später durch die Neuaufnahme der ganzen weiteren Umgebung und durch einen Inoceramusfund bei Podbrdo ergab, daß die antiklinal zusammengepreßte tiefere Schichtabteilung der Kreide angehört und infolge einer Überschiebung von den als höhere Schichtzone entwickelten paläozoischen Dachschiefern überlagert wird Auf die im Anfangsstück des Tunnels zu erwartenden Abweichungen von der allgemeinen WSW—ONO-Streichrichtung wurde bereits im Gutachten hingewiesen, ebenso auf die Trockenheit der südlichen Gesteinszone und die nördliche Abflußrichtung des Grundwassersystems im Gebirgsstock.

Infolge des Umstandes, daß im Tunnelniveau die schmale Schieferzone südlich des Koblakalkzuges von der Überschiebung noch nicht abgeschnitten ist und daher das eindringende Oberflächenwasser von letzterer noch fernhält, trat man nicht unmittelbar am Dislokationskontakt, sondern erst weiter nördlich in diese wasserreiche Gebirgsregion ein.

3. Prof. Dr. **G. A. Koch,** welcher im Jahre 1899 für die Zwecke der Detailtrassierung die Profillinie über den Bačapaß beging, gab ebenfalls ein ausführliches Gutachten ab, welchem ich die folgende Zusammenfassung bezüglich der Mächtigkeit der einzelnen Gesteinskomplexe entnehme:[1]

»Im Wocheiner Tunnel werden also nach meiner Schätzung auf der Nordseite zirka 1665 *m*, abgesehen von der geringen diluvialen Schottervorlage, in den tertiären Mergelschiefern und weichen plastischen Tegeln zu durchfahren sein.

In der Tunnelmitte werden hauptsächlich mesozoische Kalke, Dolomite und Schiefer, und zwar vorwiegend Dachsteinkalke auf zirka 1700 *m* Länge durchbohrt werden müssen, der Rest von rund 3000 *m* fällt in der südlichen Tunnelpartie auf die roten und grünen Schiefer, sowie auf den Komplex der paläozoischen Kalktonphyllite mit ihren kalkigen Bänken gegen das Tunnelende.«

Auf Grund der obertägigen Beschaffenheit der Tertiärschichten befürchtet auch Koch das Auftreten von Druckerscheinungen innerhalb dieser Abteilung.

Bezüglich der Wasserverhältnisse wird hervorgehoben, daß nach Durchstoßung dieser dichten Vorlage, in welcher nur die sandsteinartigen Straten durchlässig sind, ein sehr starker Wasserzudrang aus den zerklüfteten Kalken zu erwarten ist.

»Dieser tertiäre Wall bringt das in die Tiefe sickernde Wasser des großen Niederschlagsgebietes zu einer unterirdischen Aufstauung und verhindert es vielfach an dem freien Abfluß nach Norden, welcher erst künstlich durch die tiefliegende Tunnelröhre geschaffen wird.

In der südlichen Tunnelpartie lassen aber die fast gar nicht durchlässigen bunten Tonschiefer und die Kalktonschiefer, welche die mesozoischen Gesteine unterteufen und nach Nord einfallen, keinen nennenswerten Wasseraustritt zu.«

Die wahre Länge der Tertiärstrecke (1600 *m*) blieb hinter der hier angenommenen um den Betrag von 65 *m* zurück, jedoch unter Berücksichtigung der Portalverlegung stimmt sie praktisch genommen mit

---

[1] Ich erhielt ein Exemplar des Gutachtens im Sommer dieses Jahres zur Einsicht.

ihr überein. Bezüglich der Mächtigkeit der mittleren Kalkgruppe bleibt die von Prof. Koch angenommene Ziffer unter jener von Bergrat Teller, wobei allerdings der Komplex der mesozoischen roten und grünen Schiefer (Jura) aus praktischen Gründen mit der Schieferregion von Podbrdo zusammengezogen wurde.[1]

4. Zum Schlusse mögen noch einige Bemerkungen über das Profil folgen, welches ich im Jahre 1902 anfertigte, als die Arbeiten auf der Nordseite schon einen Teil der Tertiärmulde und im Süden die erste Kreideschieferpartie und den Antiklinalaufbruch der Woltschacher Kalke bewältigt hatten.

Das schwer vorauszubestimmende Verhalten der Tertiärpartie war damals schon bekannt, die Südgrenze aber noch nicht angefahren; ich vermutete sie bei Meter 1460.

Die mesozoische Gesteinsgruppe des Kammes wurde in Trias, Lias und Jura eingeteilt; die Lagerung faßte ich zur Zeit der Ausführung dieses Profils zunächst als einfache Überkippung auf, überzeugte mich aber noch im Sommer 1902 vor der Anfahrung der mesozoischen Gebirgsparte vom antiklinalen Aufbau der Lias-Juraserie, eine Ansicht, welche ich auch in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1903 publizierte. Der splittrige Oolithkalk, welcher sich später durch seinen Fossilieninhalt als Bestandteil der oberen Trias erwies, ist noch zur Lias-Juraserie gezogen und seine Südgrenze, der steilen Schichtstellung entsprechend, bei Meter 3050 angegeben, während sie infolge des etwas weniger steilen Einfallens der sie abschneidenden Dislokation bei Meter 2852 getroffen wurde, was eine Verbreiterung der anstoßenden Region von Liaskalk zur Folge hatte. Die auf dem Profil angegebene Zone von Črnaprst-Schiefer traf ziemlich genau an der angegebenen Stelle ein, bildete aber im Tunnel keinen geschlossenen Komplex, sondern bloß Einschaltungen im unteren Liaskalk.

Im Kern der überkippten und gestörten Antiklinale kam eine schmale Partie Dachsteinkalk (Meter 3235 bis 3300) als unterirdischer Ausläufer des Črnaprst-Gewölbes zum Vorschein; auf diese Möglichkeit machte ich übrigens den beobachtenden Ingenieur der Bauleitung aufmerksam, sobald ich mich vom antiklinalen Bau der betreffenden Gebirgszone überzeugt hatte. Für die Tunnelarbeit hatten selbstverständlich diese Abgrenzungen der verschiedenen Kalkstufen untereinander keine Bedeutung. Die Grenze zwischen dem Koblakalk und der ersten Zone von Juraschiefern (Ton- und Kieselschiefer)[2] ist um einen geringfügigen Betrag zu weit südlich eingezeichnet.

Unerwartet kam die kleine Dislokation von Meter 2168 S, welche an den regelmäßigen obertägigen Aufschlüssen nicht zum Ausdrucke kam; sie brachte zwei Überraschungen: eine Verdoppelung der Kalkzone von Kuppe 1091 und eine kleine Quelle in der sonst fast wasserleeren Südstrecke.

Eine Schwierigkeit bot selbstverständlich die Vorausbestimmung der südlichen Überschiebungsgrenze der jurassischen Randzone; ich zeichnete zwei Eventualitäten ein: 1. Meter 1870, 2. Meter 1770; in Wirklichkeit war das Einfallen der Dislokation noch etwas flacher als im 1. Falle angenommen wurde, die Schnittstelle lag bei Meter 1995, an sich eine untergeordnete Abweichung, durch welche die schmale, noch südlich der Kuppe 1091 gelegene Zone jurassischer Schiefer abgeschnitten wurde.

Die Überschiebung zwischen Dachschiefer und Kreide wurde nahezu an der Stelle, wo sie das vorläufige Profil angab, getroffen; über die südlicheren Abschnitte ist nichts weiter zu bemerken, da sie zum größeren Teile bereits damals durchörtert waren.

Über die Wasserverhältnisse enthält das Profil nur einige Angaben: 1. Ein größerer Zufluß wurde in Übereinstimmung mit der in der Regierungsvorlage enthaltenen Prognose an der Grenze zwischen Tertiär und Dachsteinkalk erwartet; doch wurden beim Tunnelbau, wohl infolge der eigentümlichen, eine Ablenkung der Wasserwege bedingenden Lettenklüfte (zum Beispiel von Meter 1820 und 1860 N), die ersten starken Quellen erst zirka 300 *m* südlich der Formationsgrenze angetroffen.

---

[1] Technisch-kommerzieller Bericht über die zweite Eisenbahnverbindung mit Triest—Tauernbahn, Karawankenbahn, Wocheinerlinie mit direkter Fortsetzung nach Triest. Wien, 1900, p. 42.

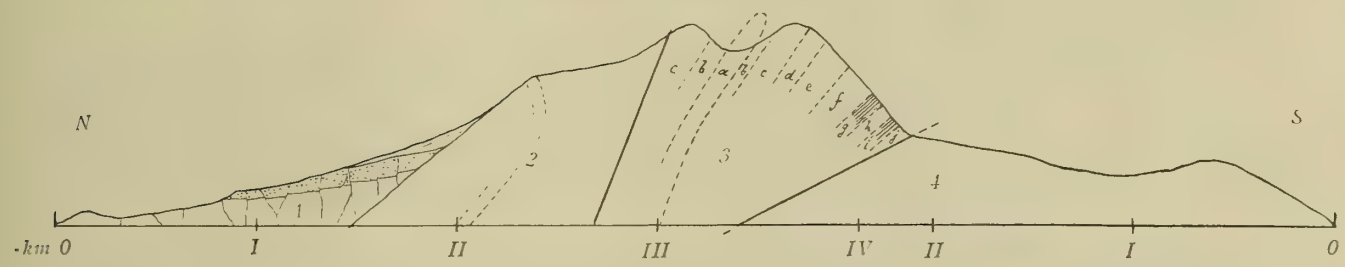
[2] Meter 2350 bis 2518 des Tunnelprofils.

2. Ein Wasserzufluß war auch unterhalb des Hochtales zwischen Kuppe 1527 und der Kobla von vornherein wahrscheinlich, ich erwartete ihn im Hangenden der Schieferzone der Črnaprst, er trat aber im Liegenden derselben, also weiter südlich auf, und zwar im Zusammenhang mit den Klüften in der Zerreißungsregion der überkippten Antiklinale.

Erläuterung zu den vergleichenden Durchschnitten in der Linie des Wocheiner Tunnels.

I. Profil von F. Teller 1894.

Fig. 1*a*.



1. Tertiärmulde, voraussichtlich von untergeordneten Störungen durchsetzt. Im Hangenden das Konglomerat von Rauno und Gehängeschutt.

2. Zone der Trias-(Dachsteinkalk) und Liaskalke.

3. Zone der Kobla (Jura und untere Kreide).

a) Schwarze Schiefer der Črna prst,

b) rote Kalke vom Typus der Äptychenkalke,

c) Crinoidenkalk,

d) plattiger Hornsteinkalk,

e) hornsteinführende Schichten vom Typus der Aptychenschichten,

f) bituminöser Dolomit mit Hornsteinknauern,

g) bunte Schiefer,

h) Kalke mit Hornstein,

i) bunte Schiefer,

j) graue Kieselkalke.

(Die Unterabteilungen *a*—*j* nach Teller's Handskizze des Profils.)

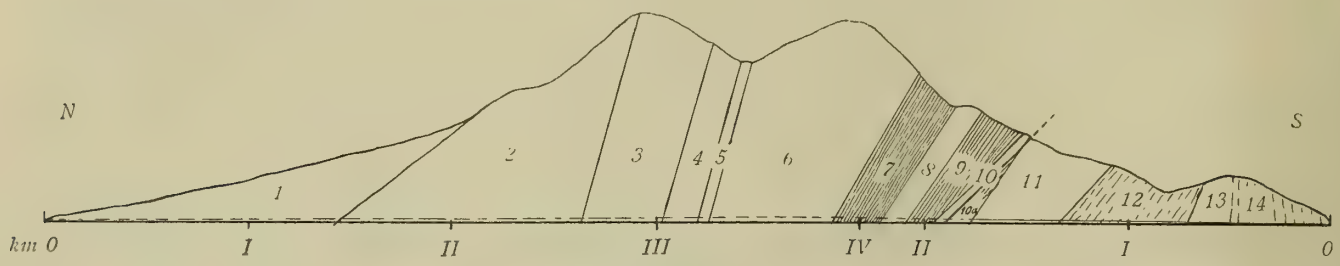
4. Paläozoische Schieferzone.

Die Durchschnittslinie verläuft etwas westlich des definitiven Profils und ist daher mit letzterem nicht genau vergleichbar. (Maßstab = 1 : 37500.)

II. Profil von F. Kossmat 1902.

(Zur Zeit des Stollenvortriebes innerhalb der Tertiärzone der Nordseite und der Kreidezone der Südseite gezeichnet.)[1]

Fig. 1*b*.



Die nachstehenden Daten geben den erläuternden Text des Originalprofils 1 : 10000 vollinhaltlich wieder:

Tertiär (Unteres Neogen), Süßwasserbildungen

»1. Tertiäre Tonmergel, Sande und Konglomerate; am Portal von Diluvialschotter überlagert. An der Grenze gegen die Trias wahrscheinlich größerer Wasserzufluß.

Obere Triasformation

2. Dichter, meist sehr grobbankiger Dachsteinkalk. In der Grenzregion zwischen Tertiär und Dachsteinkalk findet man an der Oberfläche zahlreiche Stücke von Liasschiefer, doch nicht anstehend. Es wäre möglich, daß er im Stollen angetroffen wird. Nahe der Grenze gegen die Oolithe findet sich breccienartiger Korallenkalk.

Lias. An der oberen Grenze der Schiefereinlagerung wahrscheinlich etwas Wasser zu erwarten

3. Lichte splittrige Oolithkalke; Streichen fast O—W; sehr steile Schichtstellung.

4. Lichte spätige Kalke mit vielen Crinoidenstielen.

5. Schwarzer Liasschiefer = Schiefer der Črna prst.

Jura. Sowohl die Schiefer als auch die Kalke durch reichliche Hornsteinführung ausgezeichnet

6. Graue, meist 50 bis 60° N und NNW fallende Kalkbänke. Häufig durch das Auftreten großer Hornsteinausscheidungen ausgezeichnet. Auch spätige Kalke kommen hier vor.

7. Schiefer mit einzelnen Hornsteinausscheidungen (graue und braune Tonschiefer und Kalkschiefer); an den Grenzen mit den Kalken wechsellagernd.

8. Grauer Kalk mit Hornsteinlinsen.

9. Rote und braune Tonschiefer und Kieselschiefer mit weißen Kalzitadern, Hornsteinbänke häufig.

10. Grauer Kalk.

10*a*. Tonschiefer, Kieselschiefer, Hornsteine. Dieser Schieferzug mit Hornsteinbänken ist zwar erst etwas westlich der Tunnelachse zu beobachten, könnte aber im Stollen noch angetroffen werden.

---

[1] In dem Profil ist die Gruppe 2 bis 10*a* als »überkippte, fast Ost—West streichende Schichtfolge« bezeichnet; in Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt Juni 1903 werden aber die Schichten, welche im Profil mit den Nummern 3 bis 10 bezeichnet sind, als überkippte Antiklinale von Lias-Juraschichten aufgefaßt, in deren Kern die Črna prst-Schiefer (5) auftreten.

Aufpressung von Karbonschiefer; im Stollen wahrscheinlich druckhaft. Beiderseits durch Verwerfungen gegen Jura und Kreide begrenzt

11. Schwarze, an der Oberfläche in kleine Stücke zerfallende und dünnsplitternde Tonschiefer. Verflächen meist 40 bis 60° NO.

Kreide: vorwiegend sandig-schiefrig, mit einer steil stehenden Antiklinale des plattigen Woltschacher Kalkes

12. Graue Flyschschiefer und Sandsteine mit wenigen Kalklagen.

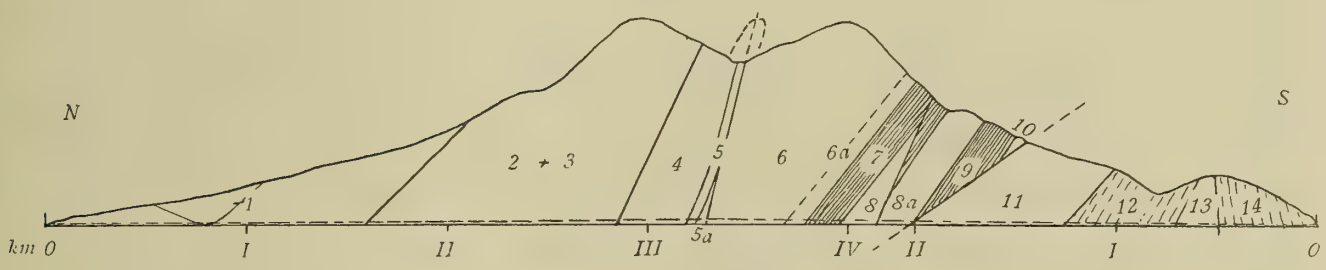
13. Grauer stark gefalteter Plattenkalk.

14. Graue Flyschschiefer und Sandsteine mit sandigen Kalkbänken.

III. Profil von F. Kossmat 1907.

(Nach Beendigung des Tunnels.)

Fig. 1*c*.



Nummern entsprechend dem Profil 1*b*. Stratigraphische Gruppierung:

1. Tertiär.

2. + 3. Obere Trias.

4. bis 10. Lias-Jura. (Überkippte Antiklinale, in deren Kern die Dachsteinkalke 5*a* auftreten.

11. Paläozoischer Aufbruch.

12. bis 14. Kreide.

Maßstab = 1 : 37.500.

VI. Abschnitt.

Die Südrampe des Wocheiner Tunnels von Podbrdo bis St. Lucia—Tolmein.

(Baukilometer 34·8—55·8 ab Assling, = Betriebskilometer 95·6—116·6 ab Klagenfurt).

Nach Verlassen des großen Tunnels tritt die Bahnlinie in das tief eingerissene, schmale Bačatal ein, welches nach SW gerichtet ist und die Idrica wenige Kilometer oberhalb ihrer Mündung in den Isonzo erreicht. Vom geologischen Standpunkt gehört das Bačatal neben dem Wocheiner Tunnel zu den interessantesten Abschnitten der »Wocheiner Bahn«, in technischer Beziehung zog es die Aufmerksamkeit auf sich, weil hier die Bauschwierigkeiten ihren Höhepunkt erreichten. Die Strecke von Podbrdo nach St. Lucia verläuft zwar im allgemeinen nicht senkrecht auf das Schichtstreichen, quert aber doch alle Hauptzonen, welche sich zwischen dem Wocheiner Kamm und dem westlichen Teile der Karstplateaus befinden. Das Bahnprofil knüpft auf diese Weise unmittelbar an den Tunneldurchschnitt an und bildet dessen natürlichen Abschluß; eine Beschreibung seiner geologischen Grundzüge ist daher im Zusammenhang mit diesem wünschenswert. Die Gutachten von F. Teller (1894) und Prof. Dr. G. A. Koch (1899) enthalten eine große Anzahl von Detailbeobachtungen, welche sich besonders auf die technisch-geologischen Verhältnisse der damals im Projektstadium befindlichen Bahntrasse beziehen, aber nicht veröffentlicht sind.[1] Der beistehend angeführte Passus aus dem technisch-kommerziellen Bericht (Regierungsvorlage 1900) gibt ein gedrängtes Resumé des Ergebnisses:

»In dem tief eingeschnittenen Bačagraben werden außer jüngeren Schuttkegeln von Wildbächen der Reihe nach die paläozoischen Kalktonphylite, kalkige und mergelige Glieder der Triasformation sowie Ablagerungen der Jura- und Kreideformation teils offen, teils in Tunnelen durchfahren.

Nach Tellers und Kochs Ansicht erweist sich der auf das Bačatal entfallende Trassenabschnitt als der schwierigste des Gesamtprojekts. Es gilt dies hauptsächlich für die Strecke Hudajužna—Log (Kilometer 40 bis 51), an welcher Rutschlehnen passiert werden müssen.

Im untersten Teile des Bačatales und im Bereiche der Idrica bessern sich die geologischen Verhältnisse.«

Oberes Bačatal: Kreide—Jurastrecke.

Die **Station Podbrdo** (Seehöhe 506 *m*) liegt unmittelbar südlich des Tunnelportals auf der linken Seite der Bača inmitten der sandig-schiefrigen Kreideschichten. Das Terrain mußte in diesem engen Graben, welcher oft zur Not für die Straße Raum ließ, künstlich geschaffen werden; der Stationsuntergrund besteht aus der Tunnelhalde. Um Platz für die Aufschüttung der großen Materialmengen zu gewinnen, war man nicht nur gezwungen, etwas in den Gehängeschutt einzuschneiden, sondern man mußte auch den Fluß und die auf seiner rechten Seite laufende Straße gegen das jenseitige Ufer schieben und starke Steinmauern aufführen, da die Wassermengen, welche zeitweise aus dem Talkessel von Podbrdo abströmen, sehr beträchtlich sind. Vom südlichen Tunnelende angefangen, welches durch einen mächtigen Stein-

[1] Die Kopien befinden sich seit dem Vorjahre im Besitze der k. k. geologischen Reichsanstalt.

körper gegen eine lokale Rutschbewegung geschützt wurde, bis zum Ende der Station Podbrdo waren also sehr große Massenbewegungen und Schutzbauten nötig, welche das Bild des Terrains erheblich umgestalteten.

Der weitere Verlauf der Bahnlinie bietet zunächst in geologischer Beziehung wenig interessantes; die Wald- und Wiesenlehnen, an welchen sich die Strecke hinzieht, zeigen infolge häufiger Detritusbedeckung wenige Aufschlüsse, hingegen wird an der Bača der flyschähnliche Kreideschiefer und Sandstein, welcher diesen ganzen Talabschnitt zusammensetzt, fast überall geschnitten.

Südlich vom Dorfe Tratnik kommt eine Zone von hartem Kalksandstein (stellenweise auch brecciöser Kalk), welche ziemlich auffällig durch den nordwestlichen Porezenhang zieht, zur Bahn herab und wird von ihr in einem tiefen Einschnitt durchbrochen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß man es hier mit der Einlagerung zu tun hat, welche im Tunnel bei Meter 410 und Meter 1020 S (zirka 90 *m* über dem Woltschacher Plattenkalk) auftritt. Das Schichtfallen ist unter einem mittleren Winkel nach OSO gerichtet; eine Lagerung, welche bis gegen Hudajužna die herrschende ist; im Liegenden der härteren Bänke kommen wieder die dunklen, sandig-glimmerigen Schiefer mit dünnen kalkhaltigen Sandsteinbänkchen zum Vorschein.

Nach Durchquerung der unteren Abteilung der Kreideschiefer, welche am besten im Bache aufgeschlossen sind, tritt man in die Woltschacher Plattenkalke, welche zum Beispiel an der großen Steinbrücke (Betriebskilometer 97·6) über den vom Porezen kommenden Graben zu beobachten sind. Die anschließende Lehne zeigt allerdings mehrfach reichliche Schuttüberstreuung, aber bald — gegenüber der ebenfalls in den Plattenkalken eingeschnittenen Schlucht des Driselbaches — bietet die Bahnlinie sehr schöne Aufschlüsse.

Die charakteristischen kleinen Fältelungen der dünnplattigen, mitunter durch rote Mergelschieferlagen ausgezeichneten Kalke sind sowohl an der Bahn, als auch an der Straße sehr schön zu sehen. Die Einschnitte konnten stellenweise selbst bei großer Höhe fast senkrecht ausgesprengt werden, da sich die Woltschacher Kalke im großen durch den zähen Zusammenhang der Schichtmasse auszeichnen.

Das Verflächen ist in der Hauptsache ziemlich flach talaufwärts — meist gegen OSO —, also unter die oberen Kreideschichten von Podbrdo gerichtet, die Bahnlinie tritt in immer ältere Lagen ein, wobei die Schiefereinschaltungen allmählich den Kalk verdrängen. Eine scharfe Grenze gegen unten existiert nicht.

Der 102 *m* lange Seidltunnel, in welchen die Bahn nach Überbrückung des tiefen Mlakargrabens eintritt, durchsticht flach SO fallende rotbraune und dunkelgraue Schieferlagen mit eingelagerten Bänken von grauem Hornsteinkalk; man kann in Zweifel sein, ob man sie besser zu den Woltschacher Schichten oder in das Liegende derselben ziehen soll.

Die nun sich anschließende Strecke bei Hudajužna ist geologisch sehr einförmig, denn sie liegt am östlichen Flügel einer Aufwölbung, welche entlang des Bačatales die hochaufragenden Schichtköpfe der Woltschacher Kalke des Porezen einerseits, des Obločki hrib andrerseits trennt. Am südwestlichen Portal des Seidltunnels beobachtet man anstehende dunkle Schiefer (mit untergeordnetem Kalk), welche in gleichem Sinne fallen wie die Hangendschichten; sie verschwinden aber bald unter einer breiten Schuttböschung.

Die weiterhin folgenden Aufschlüsse zeigen meist einen Wechsel von starken Bänken (oft mehrere Dezimeter und darüber) dunkler, hornsteinführender Kalke mit zähen, rotbraun verwitternden Tonschiefern, das Einfallen wechselt, ist aber in der Regel talaufwärts nach OSO bis O gerichtet. Sehr charakteristisch sind für diese Abteilung die Anschnitte gegenüber dem Gehöfte Prangar. Weiter talabwärts, in etwas tieferen Lagen dieser Schichtgruppe, herrschen dunkle Tonschiefer vor, deren Habitus oft an paläozoische Schichten erinnert, was anfangs die Deutung der stratigraphischen Verhältnisse sehr erschwerte. Im allgemeinen neigen aber diese Schiefer mehr zu splittrigem als blättrigem Zerfall und sind meist matter als die älteren Tonschiefer; auch das weitere Studium der Lagerungsverhältnisse beiderseits des Tales läßt über die Zugehörigkeit dieser Gesteine zur posttriadischen Reihe keinen Zweifel

mehr. (Vergl. dazu auch Surs Fund eines Belemniten in den »Kohlenschiefern« der Umgebung von Hudajužna.)[1] Dunkle Mergel und unreine Kalke sind diesen Schiefern oft eingeschaltet.

Auch in landschaftlicher Beziehung ist die Gegend hier sehr einheitlich gestaltet, denn es herrschen, entsprechend der milden Beschaffenheit des Materials, regelmäßig abdachende, aber steile Wald- und Wiesenlehnen, welche von zahlreichen kurzen Gräben durchzogen werden. Der Fuß des Gehänges unter der Bahnlinie mußte in ziemlicher Ausdehnung durch Trockenmauern gegen dte Erosionswirkung der Bača geschützt werden; bei zahlreichen Anschnitten machte der lockere Zustand des verwitterten Schichtmaterials oder des aufgeschwemmten Schuttes Verkleidungen mit Flechtwerk nötig; an einer Stelle wurde aus demselben Grunde eine kurze Galerie eingeschaltet. Wo die frischen Gesteine anstehen, waren aber dank der relativen Zähigkeit ihres Verbandes meist steile Einschnitte möglich.

Die Umgebung der **Station Hudajužna** (Betriebskilometer 101·1, Höhe 397 *m*) für welche durch starkes Anschneiden des Hanges Platz gemacht werden mußte, gibt in ihren hohen, großenteils durch Flechtwerk geschützten Lehnen sehr typische Bilder der Verhältnisse im Schieferkomplex.

Talabwärts von der Station wird unter diesen weichen Gesteinsmassen ein dunkler plattiger Kalk angeschnitten, welcher auch nach O und OSO fällt und mit dem Schiefer durch Wechsellagerung in Verbindung steht. Auf der rechten Flußseite sind diese von zahlreichen Kalzitadern durchzogenen hornsteinführenden Gesteine an der Straße gut aufgeschlossen und zeigen knapp vor den Häusern des Dorfes Hudajužna sehr schöne Faltungserscheinungen. Auf der linken Bačaseite sind die Schichten am besten bei der Holzbrücke entblößt; sie führen hier in einer Bank Korallenreste, welche aber stark kalzitisiert sind. Das Einfallen ist 30 bis 40° S bis SSO, mergelig schiefrige Einschaltungen sind vorhanden. Der 311 *m* lange Hudajužnatunnel durchsticht die an der Oberfläche von einem quartären Terrassenstück überlagerte Grenzregion zwischen Kalk und Schiefer derart, daß die Hauptmasse des ersteren auf der Flußseite, des letzteren auf der Bergseite liegt. Der Schiefer, welcher am Südwestportal des Tunnels ansteht, setzt sich weiterhin mit großer Regelmäßigkeit im südlichen Schichtkopf des Porezen fort, wo er zusammen mit den übrigen hier genannten Schichten unterhalb der Kreide und im Hangenden der Triasunterlage durchzieht (vergl. das Porezenprofil).

Mittleres Bačatal: Triaszone.

Unterhalb von Hudajužna ändert sich das geologische Bild vollkommen; das Bačatal tritt hier in die breite Zone von Bildungen der oberen Trias ein, welche die Strecke bis zur Station Grahovo durchqueren. Im unteren Teil dieser Gruppe nehmen die Sandsteine und dunklen, oft den Karbongesteinen ähnlichen Tonschiefer der Amphiclinenzone sehr große Ausdehnung an und stoßen nahe dem Portal des Hudajužnatunnels direkt mit den jüngeren Bildungen zusammen, welche hier vorwiegend nach SO einfallen. Diese Erscheinung gibt sich beim weiteren Verfolgen der Gesteinszüge als eine untergeordnete Störung zu erkennen, welche am Porezenhang bald durch normale Verhältnisse abgelöst wird; sie trägt aber neben der fremdartigen Ausbildung der jungmesozoischen Bildungen am meisten dazu bei, daß der natürliche Durchschnitt im Tal für sich allein nur ein schwer verständliches Bild des geologischen Baues liefert.

Das Gebiet der Amphiclinenschichten ist an Taleinschnitten und Gehängen fast allenthalben durch die Häufigkeit nasser Rutschlehnen ausgezeichnet, so daß die Sicherung der Bahneinschnitte hier besonders sorgfältig durchgeführt werden mußte. Die zahlreichen langen Sickerschlitze und Lehnenverkleidungen bezeichnen schon von weitem diese Teile der Trasse. Wegen der Neigung zu oberflächlichen Gleitungen sind reine Aufschlüsse innerhalb der Amphiclinenzone nicht allzu häufig; gute Entblößungen liefern die Bahneinschnitte zu beiden Seiten des Porezenbaches, wo steil WSW fallende schwarze Schiefer in Wechsellagerung mit sandig verwitternden, knolligen Kalken von brauner Außenfarbe anstehen; die

[1] Eine große Ähnlichkeit mit diesen Gesteinen besitzen die tieferen jurassischen Bildungen des rechten Rhônegehänges bei Sion.

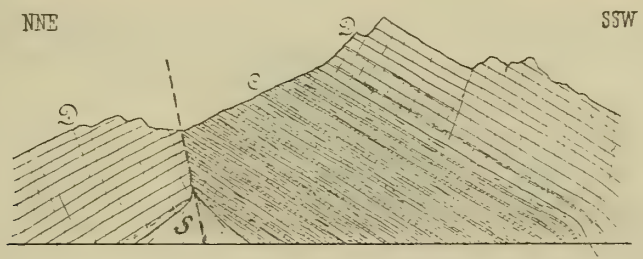
Schichten streichen ohne wesentliche Änderung der Fallrichtung durch die Bača in den Hang von Obloke und ziehen von da über den Gebirgskamm zur Koritnica.

An einer von der Bahn sichtbaren Krümmung des Porezenbaches kommen größere Partien grauer Kalke zu Tage, welche sich durch ihre massige Beschaffenheit von den Einlagerungen im höheren Teil der Zone unterscheiden. Sie wurden hier steinbruchmäßig zur Gewinnung von Baumaterial für die Eisenbahn bearbeitet und lieferten eine Anzahl von Fossilien (Fedaiella, Megalodus, Cidaris), welche bereits im stratigraphischen Teile der Arbeit erwähnt sind.

Eine Zone von Schutt verhüllt an der Bahnlinie die Grenzregion zwischen den Amphiclinenschichten und den auflagernden Hornsteindolomiten, deren zirka $1^1/_2$ *km* breite Schichtmulde nun von der Bača durchschnitten wird.

Die unteren dünnbankigen, knollig-kieseligen Partien fallen an der Strecke rund 40° SW und sind von zahlreichen Klüften (auf der Straßenseite auch von senkrechten Querblättern) durchzogen. Das Tal verengert sich und zeigt den Charakter einer wilden Schluchtstrecke mit brüchigen, von zahlreichen Runsen durchfurchten Wänden, zwischen denen steile Felssporne vorspringen. Während die Bahn bis hieher durchwegs auf der linken Flußseite geführt ist, machte der zackige Verlauf dieses Talabschnittes mehrere Überbrückungen und kleine Tunnels nötig. Bald nach dem Eintritt in die Region der Hornsteindolomite wendet sich die Trasse zum rechten Gehänge, durchbohrt hier in dem 54 *m* langen Kupovotunnel einen Dolomitvorsprung, verläuft innerhalb einer kurzen Alluvialstrecke auf einem Damme und geht mit einer zweiten Überbrückung auf das linke Ufer zurück, wo in dem 88 *m* langen Kumartunnel wieder ein Felssporn durchfahren wird.

Fig. 2.



Linkes Bačagehänge zwischen dem Kumar- und Kupovotunnel.

C = Amphiclinenschichten,

D = obertriadischer Hornsteindolomit.

Zwischen diesen beiden kleinen Tunnels liegt auf der genannten Talseite ein sekundärer Aufbruch von Amphiclinenschichten, welcher ein sehr schönes Aufschlußbild gibt. Die dunklen Schiefer mit Einlagerungen von unreinen kalkigsandigen Bänken fallen im ganzen 35 bis 40° SSW und werden nach oben vom Dolomit des Kumartunnels konkordant überlagert; in der Grenzzone sind beide Gruppen durch Wechsellagerung und Übergänge konkordant verbunden; der Nordflügel des Aufbruches ist gestört, da die Dolomite des Kupovotunnels 30° NNW fallen, während die Aufbruchzone keine entsprechende Schichtumbiegung zeigt.

Bei Betriebskilometer 103·5 kehrt die Bahnlinie nochmals auf das rechte Ufer zurück und ist hier zwischen Straße und Fluß auf einem Damm geführt; dann folgt eine neuerliche Überbrückung, an einer Stelle, wo sich die Bača in einem Knie nach rechts umbiegt.

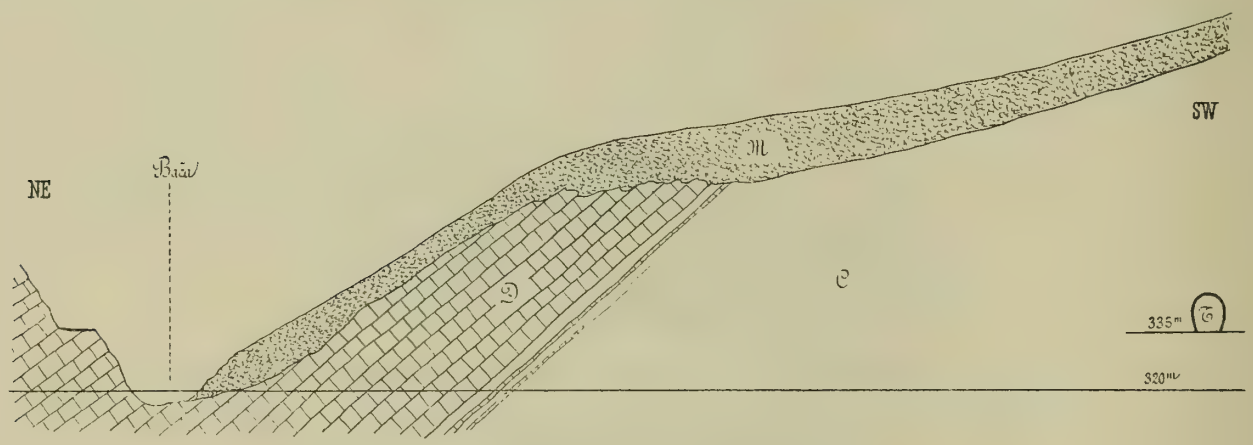
Das Tal bietet in diesem Abschnitt sehr große Terrainschwierigkeiten, die Felswände sind sehr steil und dabei außerordentlich brüchig; größere Felsblöcke haben sich entlang der zahlreichen Kluftflächen losgelöst und sind in die Schlucht gestürzt, wo sich das Wasser in starkem Gefälle zwischen ihnen den Weg gebahnt hat. Aus diesem Grunde wurde das Stück der Trasse, welches den südlichen Schichtkopf der Dolomitmulde durchquert, unterirdisch geführt: die Bahn tritt unmittelbar nach dem Übergang auf das

linke Ufer in den 928 *m* langen Bukovotunnel ein — den größten auf der Strecke Podbrdo—Görz — welcher anfänglich in südwestlicher, dann in mehr westlicher Richtung verläuft und auf diese Weise einen gegen die Bača konkaven Bogen beschreibt.[1]

Das Anfangsstück des Tunnels (beiläufig das erste Drittel) liegt in den splittrigen, hornsteinführenden Dolomiten, welche am Portal flach NNO fallen, bald aber eine Neigung von 25 bis 40° annehmen. Nach unten genen sie durch Aufnahme von Zwischenlagen in die Schieferzone der Amphiclinenschichten über, welche aueh hier einzelne unreine Kalkbänke und spröde bräunliche bis schwärzliche Sandsteinbänke enthält. Durch die Faltung ist dieser nachgiebige Gesteinskomplex auch hier stark gestört. die Schiefer sind oft in Quetschlinsen mit anthracitischen oder lettigen Gleitflächen zerrissen, die eingelagerten härteren Bänke zerbrochen, so daß häufige Wechsel in Bezug auf Betrag und Richtung des Schichtfallens stattfinden, während das Streichen im allgemeinen WNW—OSO gerichtet bleibt, also mit dem mittleren und westlichen Teile der Tunnelröhre einen spitzen Winkel einschließt. Infolge dieser Richtung des Verflächens der stark gequetschten Schichten war besonders die südliche Tunnelwand einem sehr bedeutenden Gebirgsdruck ausgesetzt, welcher starke Mauerungen erforderte und auch da erst nach Überwindung ungewöhnlicher Schwierigkeiten bewältigt werden konnte.

An der Terrainoberfläche verhält sich das Gebiet der Triasschiefer hier noch ungünstiger als im Tunnel. Ein alter Murgang, ergoß sich zum Beispiel aus dem höher gelegenen Schieferterrain über die Nordost fallende Dolomitstufe herab, welche vom westlichen Teil des Bukovotunnels durchfahren wird und dem mittleren als natürliche Schutzmauer auf der Bačaseite vorgelagert ist. Der Fluß bespült in einem Bogen den Fuß dieses Schuttstromes, in welchem die provisorische Schleppbahn während der Ausführung des Bukovotunnels angelegt war. Selbstverständlich steht der Druck, welchen man beim Tunnelbau zu überwinden hatte, mit diesen Oberflächenerscheinungen in keinem Zusammenhange.

Fig. 3.



Profil durch den mittleren Teil des Bukovotunnels (zirka 1 : 2000).
C = Amphiclinenschichten, *D* = obertriadischer Hornsteindolomit, *M* = Muhre, *T* = Tunnel.

Westlich vom Bukovotunnel ist die Bahnlinie auf einem großen Viadukt am Ausgang eines der zahlreichen Gräben vorbei geführt, da man es vermeiden mußte, die hier aus sehr stark verrutschtem Schiefermaterial und zerrissenen braunen Sandsteinbänken bestehenden Hänge anzuschneiden. Später bessern sich die Verhältnisse des Untergrundes etwas, wenn auch so ziemlich an der ganzen Linie in dieser Triaszone ausgiebige Vorkehrungen zur Festigung der Einschnitte nötig waren. Südlich vom Orte Koritnica kommt unter den Schiefern wieder jener dunkle, dickbankige oder massige Kalk zum Vorschein, welcher auch im Steinbruche am Porezenbach (SO von Obloke) auftrat. Ein sehr schöner frischer Anschnitt südlich des Wächterhauses zeigt im tieferen Teil dichte graue Kalke mit zahlreichen unbestimmbaren Conchyliendurchschnitten, während in den oberen Lagen der konglomeratische oder brecciöse Charakter überwiegt; Cidariskeulen sind in Anwitterungen und Durchschnitten vorhanden.

[1] Die nachstehenden Ausführungen knüpfen an Untersuchungen an, welche ich im Herbst 1905 im Auftrage der Eisenbahn-Baudirektion ausführte.

Ein weiterer Beleg für die eigenartigen litoralen Ablagerungsbedingungen, unter denen diese Gesteine gebildet wurden, ist ihre Vergesellschaftung mit Lagen und Nestern von schwarzem Schieferton, wie er in allen Teilen der Schichtserie an der Basis des Hornsteindolomits verbreitet ist.

Die Kalkaufragung war für die Führung der Bahntrasse ein sehr günstiges Moment, da sie gerade an jener Stelle, wo die Bača ein scharfes Knie macht, einen festen Stützpunkt bot, an welchen sich die große Überbrückung des Alluvialbodens und des Flusses anlehnen konnte.

Die Linie läuft nun unterhalb der Häuser von Grahovo eine Strecke weit am Fuß des rechten Hanges, welcher hier wieder aus dem Gestein der schiefrig-sandigen Triasschichten besteht und daher möglichst wenig angeschnitten wurde; sie überbrückt den Fluß gegenüber dem Ausgang des Pušnikgrabens von neuem und erreicht die Station Grahovo. (Betriebskilometer 107·7, Höhe 256 *m*.)

Strecke entlang der Kirchheim—Tolmeiner Überschiebungszone (Kontakt zwischen Trias und Kreide).

Die **Station Grahovo** und die an sie anschließende Strecke liegt auf künstlich aufgeschüttetem Terrain im Alluvialboden, der bei 100 bis 200 *m* breit und den Überschwemmungen der im Wasserstande stark wechselnden Bača ausgesetzt ist. Einen sehr beträchtlichen Teil des Materiales für die Dämme lieferten die plattigen Woltschacher Kalke, welche sich fast wie Ziegel fügen lassen und daher in großem Maßstabe gewonnen wurden. Die Bahn berührt hier nämlich zum ersten Male den Rand des Kreidegebietes, welches sich vom Veitsbergplateau herabsenkt und im tieferen Teile aus Woltschacher Plattenkalken, im höheren aus Rudistenbreccien und flyschähnlichen Schiefern vom Charakter der Podbrdoschichten besteht.

Die früher geschilderte Triaszone kommt an der langen, von Kirchheim über den Sattel von Bukovo gegen Tolmein ziehenden Dislokationslinie mit den Gesteinen des Plateaus in unmittelbaren Kontakt. Von Grahovo bis über Kneža hinaus begleitet die Bača den Verlauf dieser Störungszone, doch derart, daß schon von der Eisenbahnbrücke angefangen ein schmaler Streifen der Kreidebildungen noch den Fuß des rechten Gehänges bildet; es hängt dies entschieden damit zusammen, daß die Grenze der beiden Gesteine, wie später an mehreren Stellen zu beobachten ist, nördlich einfällt, während der Fluß, welcher ihr zu folgen trachtete, sein Bett nicht vollständig entsprechend der schrägen Kontaktfläche vertiefen konnte, sondern gegen die Vertikale abgelenkt wurde, so daß er schließlich in die harten Kreidegesteine geriet und in ihnen festgehalten wurde.

Im Süden der Station steigen die mit Laubwald bestandenen Steilabfälle des Woltschacher Plattenkalkes ununterbrochen zur Plateaukante empor; die charakteristischen Kniefalten sind fast an jedem der zahlreichen Aufschlüsse zu sehen, doch ist das herrschende Fallen gegen die Triasgrenze gerichtet und sinkt erst weiter westlich gegen die Auflagerungsfläche der oberen Kreide ein.

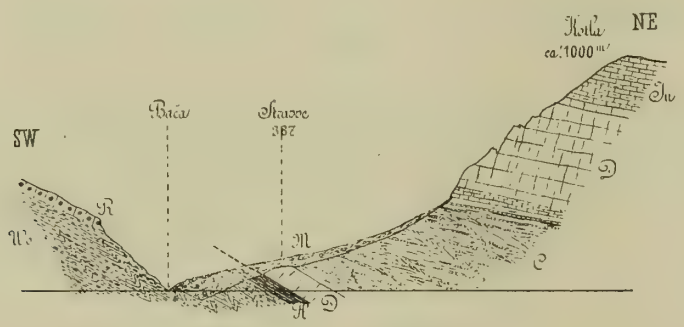
Kleine Reste einer quartären Niederterrasse sind dem Fuß des Gehänges häufig angelagert. Auf der Nordseite der Bača ziehen die im großen und ganzen auch hier NNW bis NNO verflächenden Woltschacher Platten am Fuß der Rutschlehne von Amphiclinenschichten fort; durch Überschüttung mit Muhrströmen werden aber die Aufschlüsse anfangs häufig unterbrochen, bis die Grenze höher emporsteigt und schließlich der Dolomitkeil bei na brda (Grahovo W) sich einschiebt, welcher einen reineren Kontakt gestattet.

Wo diese als Hügel aufragende Felspartie aufhört und die Amphiclinenzone wieder an die Kreide herantritt, liegt ein gewaltiges altes Muhrenterrain, welches sich wie ein Gletscher gegen die Bača heraberstreckt und dieselbe zu einer Ausbiegung gegen Süden zwingt. Die Weiterführung der Trasse auf dem linken Ufer hätte wegen der Steilheit der Hänge und der talwärts einfallenden, von einer mächtigen Rudistenkalkmauer überhöhten Woltschacher Platten große Schwierigkeiten geboten und eine starke Ausbiegung der Strecke verlangt, man ging daher zwischen *km* 109 und 108·8 auf das rechte Ufer hinüber, wo man in dem 202 *m* langen Muhrgrabentunnel den Fuß der in einem alten Bačabett liegenden Schuttmassen durchfuhr.

Die sandig-schiefrige Basis des Kotlaberges (1173 *m*) bei Grahovo ist oberflächlich durch Quellen und Sickerwässer stark durchfeuchtet, deshalb kam einst der obere Teil der steilen Lehne, welche von den brüchigen Dolomitmassen unmittelbar überhöht wurde, in Bewegung. Den entstehenden Muhrgängen war im Niveau der jetzigen Straße durch zwei Dolomithügel: von na brda einerseits, von Kneža andrererseits, zwischen welchen das Schieferterrain bis zum Woltschacher Kalk vordringt, der weitere Weg vorgezeichnet, sie ergossen sich durch die Bresche hangabwärts und entfalteten sich unter ihr fächerartig in einer Breite von 600 *m*. Wie das Streichen der Schichten und der beiderseits des Muhrenterrains im Gehänge sichtbare Verlauf der Dislokationslinie zwischen Trias und Kreide beweist, liegt der untere Teil der Muhre bereits auf Woltschacher Kalk. Das herabgebrachte Material besteht aus unreinem weichen Zersetzungston der dunklen Schiefer mit eingebackenen Trümmern von härteren Sandsteinbänken und Haufwerk von abgestürztem Dolomit, welches besonders im unteren Teil der abgerutschten Masse oft moränenartig angehäuft ist.

Das alte Bačabett, welches damals in die quartäre Niederterrasse bereits tief eingeschnitten war, wurde ausgefüllt und der Fluß gestaut; er schüttete infolge dessen ein breites Schotterfeld auf, welches talaufwärts noch ein Stück weit über die große Bačaüber-

Fig. 4.



Profil am Muhrgrabentunnel. (1 : 25.000.)

C = Amphiclinenschichten, *D* = Hornsteindolomit, *Ju* = Untere Fleckenmergel und Hornsteinkalke der Lias-Juraserie, *Wo* = Woltschacherkalk, *R* = Radiolitenbreccien, *Fl* = Flyschähnliche Schiefer und Mergel der oberen Kreide, *M* = Muhre.

brückung bei Koritnica reicht. Der Abfluß der gestauten Strecke umging naturgemäß die abgerutschte Partie und schnitt am Fuße des bogenartig begrenzten östlichen Teiles der Muhre, wo er besonders stark nach links gedrängt wurde, ein neues schluchtartiges Bett in das ehemalige Südgehänge ein.

In dieser bogenförmigen Strecke stehen an beiden Ufern der Bača die Woltschacher Plattenkalke an; sie tauchen südlich der beiderseitigen Tunnelportale über das Flußniveau empor und heben sich gegen die Mitte des Bogens langsam empor. Die zahlreichen Kaskaden, deren Gesamthöhe ich auf zirka 5 *m* schätzte, beweisen, daß die Bača hier ihr Gefälle noch nicht ausgeglichen, sich also noch nicht bis zur ursprünglichen Tiefe eingeschnitten hat.

Die Schichten des Woltschacher Kalks zeigen talaufwärts und abwärts von der verschütteten Partie ein fast konstantes Schichtstreichen von OSO nach WNW, es ist daher wahrscheinlich, daß diese Richtung auch hier für den ursprünglichen Lauf des Flusses maßgebend war — wie in den beiderseits anschließenden normalen Talabschnitten. Man darf daher das alte Bačabett beiläufig unter der heutigen Tunnelachse vermuten. Östlich vom Portal wurde in 18 *m* Tiefe der Felsboden, welcher weiter südlich bald über das heutige Bett steigt, noch nicht erreicht.

Es steigt die verschüttete Oberfläche der Woltschacher Kalke gegen Süden — das alte linke Gehänge — allmählich an. Der Untergrund hat also im Gebiete des Muhrgrabentunnels ein Gefäll, welches jenem des Schuttstromes entgegengesetzt ist. Der letztere ist, was für den Tunnel von Wichtigkeit war, an seiner Basis im alten Bačabette festgelegt und steht außerhalb des Bereiches der oberflächlichen Rutschungen, welche zum Beispiel weiter oben an der Straße unter dem Einflusse der Gräben und Sickerwässer zustande kommen. Sehr ausgiebige Vorkehrung erforderte hingegen die Sicherung des südöstlichen Teiles der Schuttmassen, gegen welche die von ihnen abgelenkte Bača bei Hochwasser anprallte. Aus diesem Grunde wurde hier ein fester Uferschutz und ein gewaltiger tief undierter Steinkörper aufgebaut, welcher die Umgebung des Ostportals und des anschließenden Brückenkopfes zu schützen hat.[1]

Die Bahn läuft nach Verlassen des Muhrgrabentunnels noch eine Zeitlang neben Riesenblöcken von Hornsteindolomit weiter, denn aber kommt der Woltschacher Kalk, welcher bisher unter dem abgestürzten Material verdeckt war, zum Vorschein und wurde an mehreren Stellen geschnitten. Über ihm liegt, in

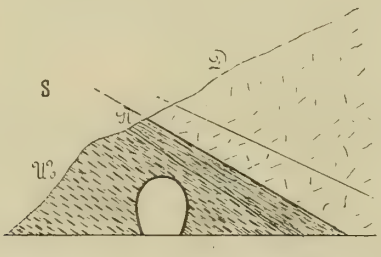
[1] Die Untersuchungen, auf welche sich diese Notiz bezieht, wurden 1904 im Auftrage der Eisenbahn-Baudirektion ausgeführt.

einem kleinen Seitengraben prachtvoll aufgeschlossen, die aufgeschobene Masse von Hornsteindolomit. Die Überschiebung nähert sich dann der Bahnlinie und trifft diese gerade am Ostportal des 384 *m* langen Knežatunnels.

Man sieht hier die 30 bis 40° N fallenden Woltschacher Kalke des Tunnelportals durch eine schmale, aus Kalk- und Schieferlinsen bestehende Zerrüttungszone (vielleicht ein verdrückter Rest oberer Kreide) getrennt von einer bröckligen Dolomitmasse, welche an einer glatten, 25 bis 30° N fallenden Fläche aufgeschoben ist und noch von einer Parallelkluft durchschnitten wird. Der Aufschluß ist vollkommen klar und scharf.

Der Tunnel schneidet die Gesteinsgrenze unter einem sehr spitzen Winkel und tritt schließlich in den Dolomit ein, welcher auch in der Umgebung des Westportals unter der aufgelagerten quartären Terrasse ansteht; letztere ist nach der Karte zirka 280 *m* über dem Meere, rund 50 *m* über dem unteren

Fig. 5.



Profil durch das Ostportal des Knežatunnels.
D = Hornsteindolomit, *Wo* = Woltschacher Kalk, *Fl* = Oberkretazischer Schiefer?.

Knežabach und der Bača. Die vollkommen ebene Niederterrasse, auf welche die Linie nach Verlassen des Tunnels hinaustritt, erhebt sich nur 8 *m* über das heutige Niveau.

Unteres Bačatal: Kreidezone.

Der schmale von der Nagelfluh der Hochterrasse überlagerte Felssporn am Zusammenflusse der Kneža und Bača besteht aus Radiolitenbreccien, welche in einem Steinbruche zirka 40° NNO fallende Schichtung zeigen; die noch am Knežatunnel vorhandenen Woltschacher Kalke sind hier untergetaucht und die zusammenhängende Decke der oberen Kreide senkt sich nun vom Veitsbergplateau unmittelbar gegen die Überschiebung herab, welche auch weiterhin entlang des rechten Bačahanges, allmählich gegen die Bergkuppe ober Modrea ansteigend, zu verfolgen ist.

Die Felsnase, welche nach Überbrückung des Knežabaches im 171 *m* langen Klaučetunnel unterfahren wird, bietet entlang der neuen, während des Bahnbaues angelegten Straße eine von den losen Quartärschottern der Niederterrasse nur randlich verdeckte Reihe prachtvoller Aufschlüsse.

Die Radiolitenbreccie, welche den früher genannten Felssporn bildet und im Aussehen der Nabresinazone des Karstes gleicht, wird hier von dem grauen 40° NO fallenden flyschähnlichen Podbrdoschiefer mit unreinen Kalkbänken überlagert und von einer gleichartigen Zone unterlagert. Die letztere streicht, 30 bis 40° NO fallend durch das Ostportal des Klaučetunnels, welcher in ihr auch wieder austritt, also im wesentlichen ihrem Streichen folgt.

Das Liegende dieses tieferen Schieferbandes ist ein sehr auffälliger, aus verschiedenfärbigen Kalken der Rudistenkreide zusammengesetzter Konglomeratkalk, doch wird die Grenze durch eine steil Ostnordost fallende Verwerfung gebildet, in deren Nähe die anstoßenden Schiefer zerknittert und in sich gefaltet sind; wahrscheinlich steht diese Störung in einer Beziehung zur Grenzüberschiebung und zum Verschwinden der Woltschacher Plattenkalke.

Das Rudistenkonglomerat zieht durch die Bača und erscheint in sehr schönen Aufschlüssen an dem großen Gehängeanschnitt bei der **Station Podmelec** (Betriebskilometer 111·2, Höhe 216 *m*), welche auf

dem linken Ufer liegt und mit dem Klaučetunnel durch eine Brücke verbunden ist. Die Bača hat unter der Station, bei der Säge »Klaušar« in den gleichen Gesteinen eine schmale Schlucht ausgewaschen, deren Wände vom Wasser abgeschliffen sind und zahlreiche kesselartige Strudellöcher zeigen, wie man sie auch in der Isonzoschlucht unter St. Lucia überall beobachtet.

Von hier zieht das Felsband auf das rechte Gehänge hinüber, während die Bahnlinie wieder in Schiefer eintritt, welche aber nach den Lagerungsverhältnissen das Liegende der früher erwähnten Rudistengesteine zu bilden scheinen. Infolge der talwärts gewendeten Neigung der Schichtfolge des linken Ufers sind in diesem weichen Material häufig verrutschte Partien zu beobachten; Felsblöcke und Riffe von Rudistenbreccie unterbrechen unregelmäßig die im allgemeinen sanften Wiesenböschungen. Die Bahn läuft hier großenteils auf einer Dammaufschüttung, schneidet aber bald die unterste, mächtigste Kalkmauer der Rudistenschichten und quert im Rakovectunnel (292 *m*) die scharfe Grenze zwischen ihr und den Plattenkalken der Woltschacher Schichten. Das Einfallen der unteren Gruppen von Rudistenbildungen ist flach, zirka 15° nach O bis OSO gerichtet; aufgelagerte Reste der schon bei Grahovo erwähnten Hochterrasse sind vorhanden.

An der Straße auf dem rechten Bačaufer ist die untere, auf mehr als 30 *m* Dicke geschätzte Masse von Rudistenschichten gleichfalls schön aufgeschlossen und zeigt auch hier die in der oberen Kreide sehr verbreitete konglomeratische oder brecciöse Beschaffenheit. Weiterhin steigen auf den beiderseitigen Gehängen infolge des allmählichen Anschwellens der Woltschacher Antiklinale die Rudistenbänke mit ihren Zwischenlagen von Schiefer immer höher empor und bilden deutlich erkennbare schroffe Felsmauern. Von der Bahn aus ist die meist dreigliedrige Wandstufe, welche die obere Kante des rechtseitigen Gehänges begleitet, deutlich zu sehen.

Vom Westportal des Rakovectunnels bis zum Orte Bača herrschen im Tale sehr einfache geologische Verhältnisse. Die Woltschacher Plattenkalke sind häufig von Schutthalden überdeckt, welche zum Teile aus dem Material dieser Schichtgruppe selbst, zum Teile aus abgestürzten Blöcken der oberen Kreide bestehen und nicht selten Maßregeln zur Sicherung der Anschnitte erforderten (zum Beispiel westlich des Rakovectunnels).

Der Fuß des Gehänges zeigt an vielen Stellen die Reste von zwei Quartärterrassen, deren tiefere zirka 10 *m* über dem Normalwasser liegt und an mehreren Stellen zur Führung der Bahnlinie verwendet wurde. Von einem solchen Terrassenstücke geht diese zwischen der Mündung des Humbaches und dem Weiler Grapa vorübergehend (Betriebskilometer 113·2—113·6) auf das rechte Ufer, weil das linke Gehänge hier durch eine Krümmung der Bača stark angeschnitten wird und schroffe Felsabstürze von Woltschacher Schichten bildet.

Schöne Anschnitte dieser Plattenkalke sieht man übrigens auch an der Bahnlinie selbst.

Entlang der weiteren Strecke (auf dem linken Ufer) wechseln gleichmäßige, von Wiesen überkleidete Schutthänge mit gelegentlichen Aufschlüssen von gefaltetem Woltschacher Kalk und Anschnitten von Quartärschottern. Sehr schön ist der Abschluß der mächtigen Schichtkuppel des unteren Bačatales: die Radiolitenbreccien des rechten Hanges sind im Scheitel des Gewölbes durchwaschen, stellen sich aber am Südflügel, 60 bis 70° SSW fallend, ein, queren die Bačamündung, ziehen auf der Kante des linken Hanges aufwärts und beschreiben hier einen geschlossenen Bogen bis zu dem früher beschriebenen Aufschluß am Rakovectunnel.

Die obere Grenze der Woltschacher Kalke ist an der Strecke durch ein schmales Schuttband verdeckt; über diesem folgt eine erste massige Kalkmauer, welche fast 60° SSO fällt und durch bankige Rudistenbreccien und schmale Schieferlagen von einer zweiten ähnlichen, zirka 15 bis 20 *m* starken Stufe getrennt wird. Die darüber liegende Schieferzone wird samt dem anschließenden, zirka 10 *m* und darüber starken Rudistenkonglomerat von dem 46 *m* langen Bačatunnel durchquert. Damit ist der Hang der Idrica erreicht, von welchem nach Anschneiden einer weiteren kalkigen Einschaltung der lange Viadukt in einer großen Kurve den Talboden oberhalb der Bačamündung übersetzt.

Nach Erreichung des linken Ufers schneidet die Trasse wieder in Rudistenbreccie ein, aber die Bank senkt sich flach zum Flusse, zwischen ihr und dem Südflügel der Antiklinale des unteren Bačatales läuft nämlich die Idrianer Verwerfungslinie durch, welche hier allerdings keine so auffällige Verschiebung der Schichtfolge hervorruft, wie in der Umgebung von Slap und Tribuša. Sehr gut sieht man die flache Lagerung an der Brücke, über welche die neue Zufahrtstraße zur Bahnstation führt. Die Idrica hat sich hier einen schmalen Kanal in dem harten Breccienkalk ausgewaschen und unter ihm die rötlichen Ton- und Mergelschiefer entblößt, welche in diesem ganzen Gebiete die rudistenführenden Lagen von einander trennen. Die heutige Schlucht hat hier postglaciales Alter, denn südlich von ihr läuft unter dem Bahnhofareal ein altes, mit Diluvialschotter ausgefülltes Idricatal durch, welches gleichfalls, wie ein Anschnitt unterhalb der Straßenbrücke zeigt, steil in die Breccienbank eingesenkt war und schräge über den heutigen Lauf in der Richtung gegen die Kirche von St. Lucia verlief.[1] Wo sich heute der Bahnhof von **St. Lucia** (Betriebskilometer 116·6, Höhe 180 *m*) befindet, ging von einem am Gehänge durchziehenden Kalkband ein Bergsturz herab, desssen wirre Blockmassen vor der künstlichen Entblößung des vegetationsbedeckten

Fig. 6.

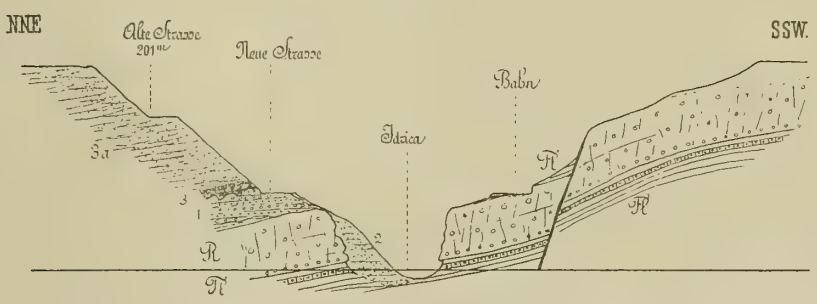


Fig. 6. Profil durch das Idricatal, zirka 100 *m* W vom unteren Ausfahrtwechsel der Station St. Lucia—Tolmein (zirka 1 : 2500).

Fig. 7.

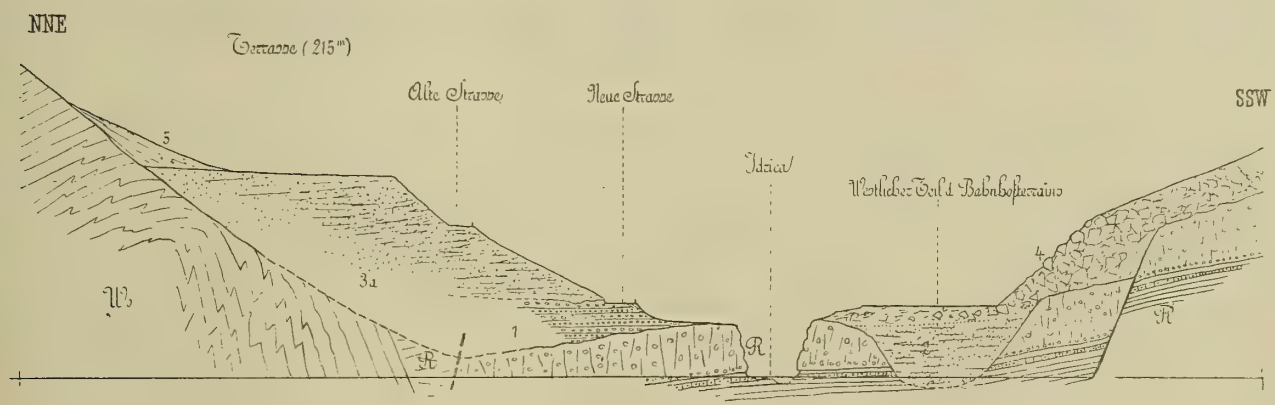


Fig. 7. Profil durch das Idricatal und das Bahnhofterrain St. Lucia-Tolmein; 200 *m* östlich der oberen Profillinie (zirka : 2500).

Zeichenerklärung:

Wo = Woltschacher Kalk, *Fl* = Schiefer der Oberen Kreide mit brecciösen Kalkbänken, *R* = Radiolitenbreccien und Konglomerate.

1 = ältere diluviale Nagelfluh,

2 = Schotterausfüllung der alten Idricaschlucht,

3 = Moräne mit gekritzten Nagelfluhblöcken (scheint auch jünger als 2 zu sein).

3*a* = jüngerer Diluvialschotter, z. T. mit deutlicher Deltastruktur (Fallen bis 25° N), viel umgeschwemmtes Moränenmaterial.

4 = Bergsturz,

5 = recenter Gehängeschutt.

[1] Die neue Zufahrtstraße gibt in geringer Entfernung vom Orte einen schönen Anschnitt des ausgefüllten alten Bettes.

Gehänges leicht für unregelmäßig anstehendes Gestein gehalten werden konnten. Nach den vorhandenen Anzeichen fällt die Entstehung des Bergsturzes in eine Zeit, zu welcher das alte Idricabett mit den losen Quartärschottern bereits ausgefüllt war, während das heutige noch nicht die jetzige Tiefe erreicht hatte, denn man beobachtet zirka 15 *m* über dem Flusse auf der gegenüberliegenden Seite eine schmale, eingeschnittene Terrasse, welche schon einen Bogen um das Absturzterrain beschreibt.

Am Westende des Bahnhofes kommt in den Anschnitten südlich der Geleise die unter Schutt begraben gewesene Kalkbank des linken alten Idricahanges zum Vorschein und läßt sich bis zirka 100 *m* westlich vom Ausfahrtwechsel verfolgen.

An dieser Stelle schneidet eine kleine WNW—OSO streichende und steil nördlich fallende Verwerfung durch (eine Parallelstörung zur Idrianer Linie), an welcher der Südflügel in höherer Lage erscheint, da die Liegendschiefer, welche bisher im Flußniveau blieben, bald etwas über Geleisehöhe emporsteigen. In dem spitzen Winkel, welchen der etwas mehr westlich verlaufende Bahnanschnitt mit der Verwerfung einschließt, sind über der abgesunkenen Partie der Breccienbank verrutschte Schieferpartien entblößt, welche nur der Überlagerung angehören können und durch das Auftreten eines wohlerhaltenen Inoceramus die Zuweisung der ganzen Schichtfolge zur Kreide rechtfertigen.

Am Portal des St. Luciatunnels, mit welchem die Bahnlinie in die malerische Isonzoschlucht eintritt, liegt über dem Breccienkalk des Südflügels der Verwerfung ein durch zahlreiche geschrammte Geschiebe ausgezeichnetes Stück der Moräne des alten Isonzogletschers.

Der weitere Verlauf der Bahnlinie von St. Lucia bei Görz bietet sehr zahlreiche geologische Bilder von großem Interesse, welche im wesentlichen mit der beschriebenen Strecke durch das untere Bačatal viele gemeinsame Züge aufweisen.

Man befindet sich hier im jüngeren Teil der flach nach Nordwest absinkenden Schichtplatte des Ternowaner Plateaus, in welcher sich zwischen Selo und Doblar noch ein flaches Gewölbe von Woltschacher Hornsteinkalk mit einem kleinen Kern von vermutlich tithonischen Schichten emporhebt. Im übrigen aber besteht die Umgebung der Bahn aus rudistenführenden Kreideschichten und transgredierenden klastischen Eozänbildungen (pseudokretazische Entwicklung), welch letztere sich in der Umgebung von Ronzina, Canale, Descla tiefer herabsenken. Kompliziertere tektonische Verhältnisse weist erst wieder die Randfalte des Sabotino auf, welche südlich von Descla aufsteigt und die Karsthöhen vor dem Austritte des Isonzo in die Flysch- und Diluviallandschaft von Görz zusammensetzt. Mächtige Terrassenschotter begleiten den Fluß auf seinem ganzen Laufe durch das Gebirge.

VII. Abschnitt.

Die tektonischen Verhältnisse am Südrande der Julischen Alpen und ihre Beziehung zum Bahnprofil.

Der auffälligste Grundzug des Tunneldurchschnittes liegt in der großen Zahl von steil gestellten Störungen, welche die Formationsreihe derart zerstückeln, daß eine befriedigende Deutung des tektonischen Bildes nur unter Berücksichtigung der Verhältnisse in der weiteren Umgebung möglich ist. Aus diesem Grunde ist auf Tafel II aus dem von mir während der letzten Jahre kartierten Gebiete ein Ausschnitt zur Darstellung gebracht, welcher die Randzone der Julischen Alpen vom Zeyer(Sora)gebiet im Osten bis zur Gegend von Tolmein im Westen umfaßt und außerdem noch einen Streifen der zum Karst gehörigen Plateaugegenden an der Idrica enthält, um die Erscheinungen an der Grenze der beiden Gebirgszüge zu veranschaulichen.[1]

Die neue Bahnlinie durchschneidet zwischen Wocheiner Feistritz nnd St. Lucia sämtliche geologische Zonen des Gebietes und erschließt daher innerhalb einer relativ kurzen Strecke geologische und landschaftliche Bilder von selten großer Mannigfaltigkeit.

Der Wocheiner Gebirgskamm und seine Südabdachung.

Das Dachsteinkalkgebirge.

Die Massen von oberen Triaskalken, welche den Wocheiner Kamm aufbauen, haben keineswegs die Beschaffenheit einer flach gelagerten Platte, wie man aus dem Kontrast ihrer weiten Flächenausdehnung gegenüber dem komplizierten Wechsel der mannigfachen Gesteinsbildungen in den Vorbergen schließen könnte, sondern sie sind gefaltet und stellenweise sehr steil gestellt; es verdankt daher das hohe Gebirge nur der gewaltigen Schichtmächtigkeit den Anschein des einfachen Baues. In der Nähe des Südrandes sind mit Hilfe der leicht kenntlichen Juraablagerungen mehrere Störungen nachzuweisen, welche beträchtliche Länge besitzen und einige Zersplitterungen zeigen.

Die Bruchfläche, an welcher im Tunnel bei Meter 2852 N der steilgestellte oolithische Dachsteinkalk auf die intensiv zusammengepreßte Juravorlage geschoben ist, läßt sich nach Osten weiter verfolgen, sie geht unter dem Mošic durch und läuft in der Richtung gegen Zarz zum Plateaurand hinaus. Vom Tunnel gegen Westen ist sie bis zum Oroženschutzhaus unter der Črna prst leicht zu beobachten, verliert sich aber dann in der monotonen Triasmasse.[2] Ein Unterschied zwischen dem westlichen und dem östlichen

---

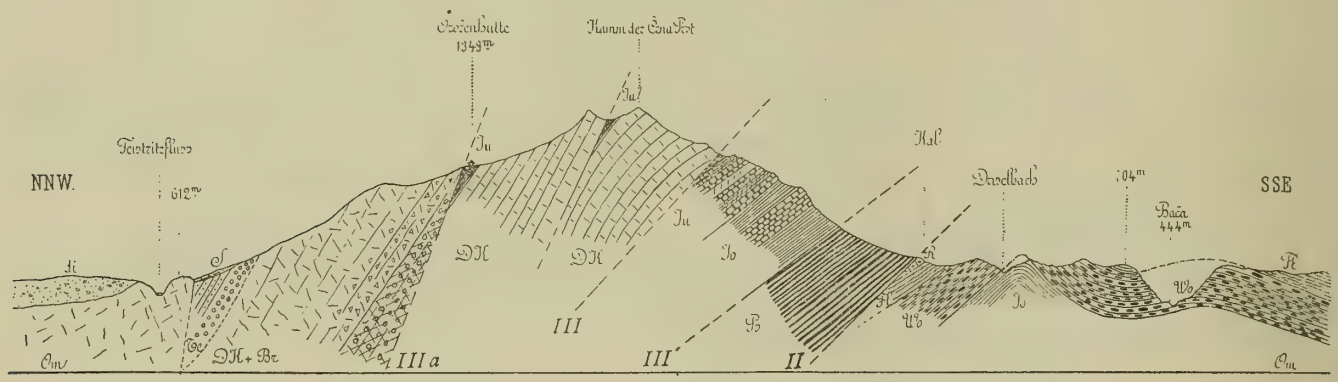
[1] Die Skizzenkarte des Bačagebietes, welche meinem ersten Artikel über diese Gegenden beigegeben ist (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, 1901, konnte bloß die Ergebnisse der ersten Orientierungstouren in diesem stratigraphisch schwierigen Gebiete zur Darstellung bringen und war daher in mancher Beziehung noch provisorisch.

[2] An Verwerfungen innerhalb der Dachsteinkalke selbst ist jene von Meter 2620 N des Tunnels zu nennen, welche eine flacher gelagerte nördlichere mit einer steileren südlichen Partie in Kontakt bringt; an der Oberfläche deuten auffällige Verschiedenheiten in der Fallrichtung zwischen Mošic und dem Plateaurande ober Zarz Unregelmäßigkeiten an, welche wohl mit einer analogen Störung zusammenhängen.

Abschnitt der Störung ist aber vorhanden: die Umgebung des Mošic zeigt die nördlich abfallenden, auch hier großenteils oolithischen Triasschichten im unmittelbaren Kontakt mit der überkippten Jurazone, im Tunnel hingegen tritt man südlich der gleichen Dislokation zunächst in die Hornsteinkalke eines normal gelagerten Jurazuges und erreicht die überkippte Zone erst dahinter, mit der Störung von Meter 3300. Es schiebt sich hier also ein Band ein, welches weiter östlich verschwindet, sich gegen Westen aber hebt: Der Dachsteinkalk, welcher im Tunnel zwischen Meter 3235 und 3300 als Liegendes des ersten Jurazuges eben noch geschnitten wird, steigt gegen Westen zur Oberfläche empor und bildet als mächtige Masse den südlichen Wandabsturz der Črna prst.

Auf dem Rücken der Kobla stehend, sieht man deutlich, daß sich die Trias der Črna prst in anormalem Kontakt mit der überstürzten Jurazone des Hanges befindet, da ihre anfänglich westsüdwestlich und westlich fallenden Schichten am Bande der schwarzen Liasschiefer schräge abstoßen und erst weiter westlich seine Richtung annehmen.

Fig. 8.



Profil durch die Črna Prst (1 : 50.000).

Ps = Palaeozoische Dachschiefer, *DK* = Dachsteinkalk (*Br* = Oolith und Breccienkalk), *Ju* = unterer Teil der Lias-Juraserie, *Jo* = oberer Teil der Lias-Juraserie, *Wo* = Woltschacher Kalk, *R* = Radiolitenbreccien, *Fl* = Schiefer der oberen Kreide, *te* = Oligocaen am Feistritzursprung, *di* = Terrassenschotter und Moränenmaterial.

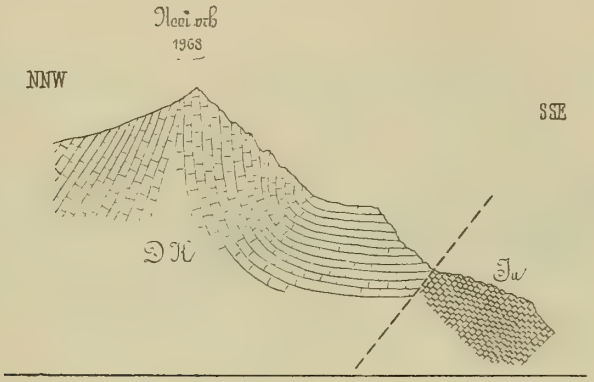
II—III Überschiebungen. (Vergl. dazu Taf. I, Fig. 2.)

Die Črna prst steht also zur Randzone im gleichen Verhältnisse wie der Mošic nur wird bei letzterem die Tunnelstörung von Meter 3300 N durch jene von Meter 2852 N abgelöst. Ich betrachte daher beide als Bestandteile derselben Dislokationszone, deren Spaltung durch ein örtliches, in diagonaler Richtung erfolgtes Untertauchen des westlichen Abschnittes erfolgte. Eine weitere Zersplitterung ist noch im Črna prst Profil angedeutet durch den eigentümlich gebogenen Zug von Liaseinklemmungen inmitten der gleichmäßig einfallenden Dachsteinkalke. Diese kleinen, durch eine untergeordnete Aufschiebung der nördlichen Dachsteinkalkregion leicht erklärlichen Vorkommnisse lösen sich vom nördlichen Flügel des Juraantiklinale ab; vielleicht hängen die im Tunnel vor Meter 3100 N zu beobachtenden Zerknitterungen des letzteren mit dieser Erscheinung zusammen.

Auf dem zerrissenen Gebirgsgrat westlich der Črna prst sieht man sehr steil nordwärts einschießende Platten, während die Schichten des Südhanges flach in der gleichen Richtung fallen. Am Hochkogel und Novi vrh hat der Grat den Bau einer steil zusammengepreßten Antiklinale, deren Nordflügel, allmählich etwas abflachend, in der Richtung gegen die Wochein absinkt, während sich die Schichten des Südflügels nochmals aufbiegen und mit flach bergwärts gerichtetem Einfallen die überkippte Juravorlage abschneiden. Diese starke randliche Stauchung der Dachsteinkalke reicht bis zur Hradica, dann flaut die Antiklinale ab und die weitere Fortsetzung des Gebirgskammes zeigt fast allenthalben weithin sichtbare, steil nach Südwesten abdachende Plattenhänge, deren Schichten oberhalb der Ploča schräge am Grenzbruche abstoßen. Aber bereits im Quellgebiet des Knežabaches sind sie wiederum randlich emporgebogen, so

daß zwischen dem Gebirgsgrat und der Jurazone nochmals eine randliche flache Synklinale zustande kommt, welche bis über das Tolminkatal zu verfolgen ist. Es sinkt also in der ganzen hier besprochenen Zone die überkippte Vorlage gegen verschiedene Schichten der Dachsteinkalkmasse ein, aber niemals

Fig. 9.



Profil durch den Novi vrh.
DK = Dachsteinkalk, *Ju* = Lias (überkippt) *S* = Schutt.

gegen die jüngsten. Letztere bilden vielmehr die Höhen und tragen westlich der Tolminka am Rudeči Rob (Beobachtung von Stur) sogar noch einen Denudationslappen der ehemaligen Jurabedeckung.

Die Scheidelinie zwischen dem Zuge der Kobla und dem Dachsteinkalk ist daher nirgends eine überkippte Schichtgrenze, sondern durchwegs eine Dislokation. Trotzdem gehören die beiden Zonen zusammen, denn an der kleinen Diagonalstörung östlich der Črna prst ist noch eine Partie von Juraschichten im normalen Schichtverbande mit der Trias des Kammes erhalten.

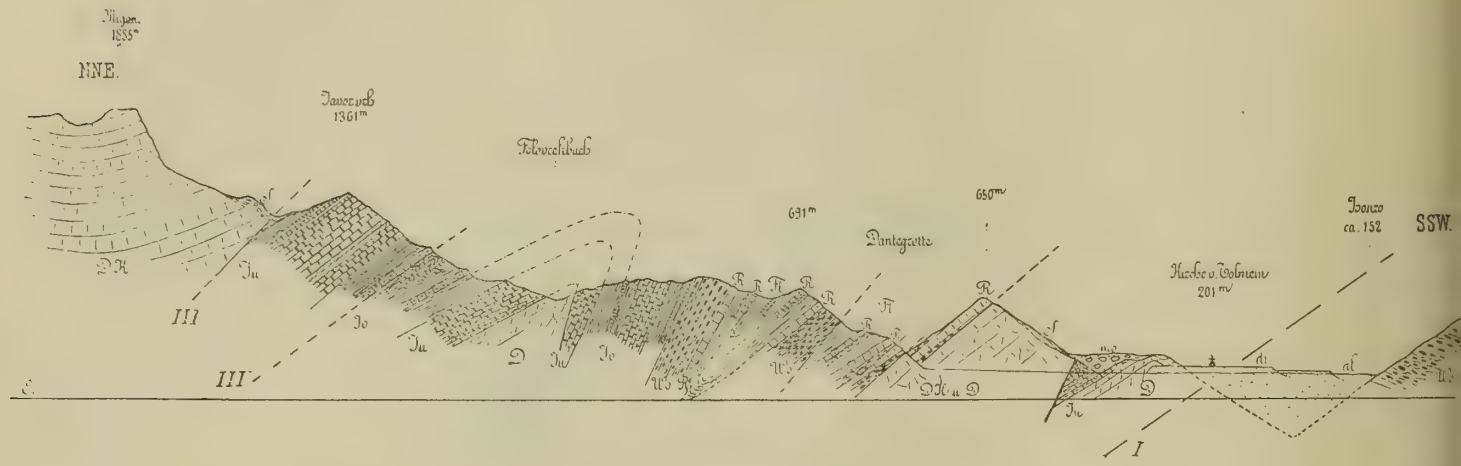
Zug der Kobla.

Die überkippte Juravorlage reicht aus der Umgebung von Zarz, wo sie vom Plateaurand schräge abgeschnitten wird, zusammenhängend bis zum Tolminkatal, von welchem ab der Dislokationsrand des Dachsteinkalkgebirges unmittelbar mit den Flysch-Bildungen der Vorberge zusammenstößt. In ihrem ganzen Verlaufe bilden die Juragesteine eine Zone von großer Regelmäßigkeit, welche mit ihren bergwärts fallenden Schichten eine weithin bemerkbare Bänderung in den Hängen unterhalb der weißen Dachsteinkalkabbrüche hervorruft. Der schwarze Liasschiefer ist am Zlatnik, dem östlichsten Teil der Zone, nicht sichtbar, kommt nordwestlich der Kobla zum Vorschein und begleitet den Südabfall der Črna prst. Die weiche Gesteinsbeschaffenheit veranlaßte hier die Entstehung einer Art schmaler Terrasse, auf welcher ein Fußweg leicht die Beobachtung der scharfen Gesteinsgrenze gegen die Trias, sowie des Einfallens der jüngeren Schichten unter letztere ermöglicht. Weiter im Westen konnte ich den Schiefer auf einer längeren Strecke nicht mehr beobachten, traf ihn aber unter dem Migouc in ziemlich mächtiger Ausbildung wieder an.

Von sehr gleichmäßiger Beschaffenheit ist die mächtige, aus hornsteinführenden Kalken, Dolomiten und Crinoidenbänken bestehende Gesteinszone, welche den Liasschiefer von der jüngeren Kalk-, Ton- und Kieselschiefergruppe trennt. Letztere bildet meist weichere, aber im allgemeinen steile Wiesenlehnen, aus welchen sich eine Zone von eingelagertem Hornsteinkalk deutlich heraushebt. Ihr Verlauf ist durch eine Reihe von Felsriegeln (wie zum Beispiel Kote 1092, 1269, 1167) bezeichnet, deren Zusammenhang vollkommen deutlich ist, trotz der gewaltigen Schuttströme, welche stellenweise von den schroffen Triasabstürzen herabziehen und in dem sonst von steilen Gräben durchfurchten Terrain breite Platformen für eine Anzahl von Ortschaften schaffen.

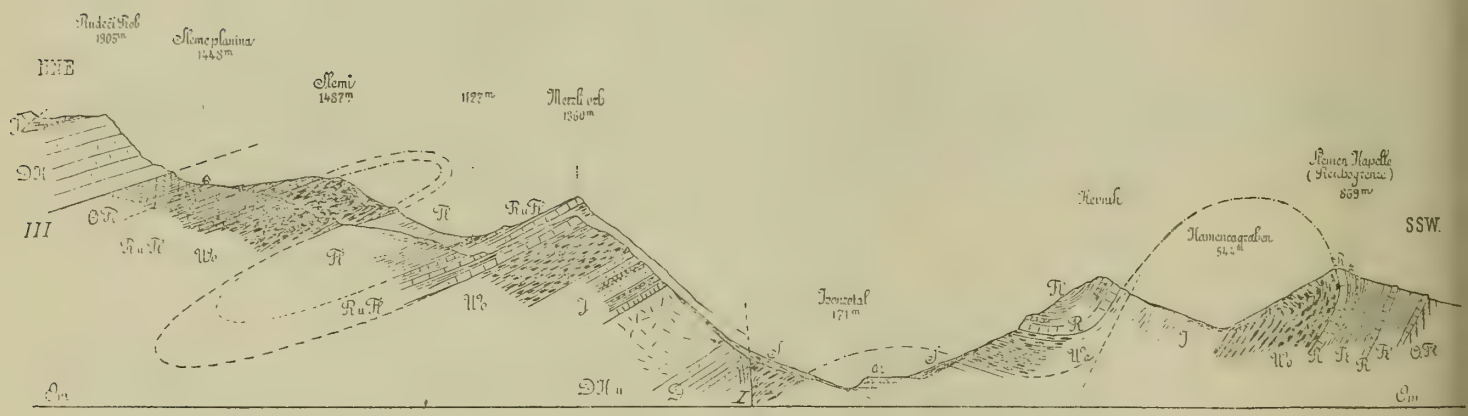
Die untergeordnete streichende Störung, welche im Tunnel bei Meter 2168 S eine kleine Schichtwiederholung hervorruft, spielt im geologischen Bilde des ganzen Zuges keine Rolle.

Fig. 10.



Profil Migouc—Tolmein (1 : 50.000).

Fig. 11.



Profil Rudeči Rob—Merzli vrh—Slemen Kapelle (1 : 50.000).

Zeichenerklärung für Fig. 10 und 11.

DK = Dachsteinkalk, *D* = Hornsteindolomit, *Ju* = Unterer Teil der Lias-Juraserie, *Jo* = oberer Teil der Lias-Juraserie, (*J* = Jura im allgemeinen), *Wo* = Woltschacher Kalk, *R* = Radiolitenbreccien, *Fl* = Schiefer und Mergel der oberen Kreide, *O. Fl.* = obere Flysch-Sandsteine, Schiefer und Konglomerate (S. des Slemenzuges mit Orbitoiden), *Mo* = Moräne, *di* = Jungdiluviale Terrassenschotter, *S* = Schutt, *al* = Alluvium. I—III Überschiebungslinien.

(vergl. Tafel I Fig. 2.)

Verhältnis der mesozoischen Schichtmasse des Wocheiner Kammes zur paläozoischen Unterlage.

Im Tunnel kann über die Beschaffenheit der Grenze zwischen dem Gebirgskamm und dem paläozoischen Schieferzug der Südseite kein Zweifel sein: sie stellt hier eine Überschiebung dar, welche die etwas steiler einfallenden Juraschichten spitzwinklig abschneidet und mit den vorher beobachteten Dislokationen von Meter 3300 N und 2852 N derart konvergiert, daß ihre Vereinigung mit diesen in der Tiefe angenommen werden kann. Daß diese auf das Verflächen der Dislokationsebenen begründete Auf-

fassung richtig ist, ergibt sich aus der Beschaffenheit des Gebirgsrandes bei Zarz, denn hier geht der zwischen den beiden Störungen eingeklemmte Jurazug verloren und an seiner Stelle tritt nun der Dachsteinkalk unmittelbar an die paläozoische Region heran.[1] Das Gebirge hat hier den Charakter eines Plateaus, welches sich mit steilen Wänden über einem vorwiegend schieferigen Sockel erhebt, aber auch hier nicht mit normalen Auflagerungsverhältnissen, denn die Triaskalke weisen sehr verschiedene Neigungsverhältnisse auf und fallen durchaus nicht immer von der Unterlage ab. Am Ratitouc zum Beispiel verflächen die Schichten des Randes bis zu Winkeln von 60° gegen WSW und W, stoßen also an der Gesteinsgrenze ebenso scharf ab wie in dem früher erwähnten Abschnitt südwestlich der Hradica.

Die Randüberschiebung des mesozoischen Gebirges ist also nicht nur innerhalb des beigegebenen Kartenausschnittes vorhanden, sondern kennzeichnet auch die unmittelbare Fortsetzung nach beiden Richtungen, sie bringt im Westen die scheinbare Auflagerung der Trias des Krn auf den Kreideschichten zu stande und verdeckt im Osten, am Fuß der Jelovca weithin die Ablagerungsgrenze zwischen Trias und paläozoischem Gebirge.

Verhältnis der paläozoischen Region zum Nord- und Ostrand des Porezen.

Die schmale Dachschieferzone, welche den letzten Ausläufer der paläozoischen Region im Zeyer-(Sora)gebiete darstellt, grenzt im Tunnelprofil mit einer steilen, nordfallenden Überschiebungsfläche an die antiklinal zusammengepreßte Kreide des Bačatales, ist also wie ein mächtiger gangartiger Aufbruch zwischen den mesozoischen Gesteinen des Kammes und jenen des Tales eingezwängt. Verfolgen wir die Aufschlüsse gegen Westen, so sehen wir bei Steržisce die ohnehin schmale Dachschieferzunge gänzlich auskeilen, und zwar in der Art, daß die südliche Überschiebung (II) von jener, welche den Fuß des Wocheiner Gebirges begleitet (III′) spitzwinklig abgeschnitten wird und von da ab nicht mehr zum Vorschein kommt. Im Tunnelprofil zeigen die beiden Dislokationen eine ganz ausgesprochene Konvergenz nach oben, derart, daß ihre geradlinige Verlängerung sich etwa 1 *km* über der Sohle schneiden würde, worauf das nördliche und das südliche mesozoische Gebirge auch hier zusammenstoßen müßten.

Während also derart das paläozoische Terrain westlich der Tunnel-Linie unter der Oberfläche verschwindet, entwickelt es sich in der entgegengesetzten Richtung zu sehr bedeutender Breite und umklammert hier das ganze Porezengebiet. Der Verlauf der Grenze ist ein sehr komplizierter, denn er folgt dem herrschenden Gebirgsstreichen nur bis in die Umgebung des Sattels von Petrovo brdo (Wasserscheide zwischen Bača und Sora), dann begleitet er den Osthang des Porezen, wobei an zwei Stellen: nördlich und südlich von der Hočkuppe (1512) das paläozoische Gebiet winkelige Ausstülpungen zeigt.

Das Einfallen der Schiefer wechselt, häufig kehrt es sich von der Grenze ab, doch wird es stellenweise derart unregelmäßig, daß eine Darstellung kaum möglich ist.

Sehr eigentümlich ist dabei das Verhalten der mesozoischen Gesteine des Porezen. Wie aus dem Profil Fig. 2 auf Taf. I hervorgeht, zeigt abgesehen von der kleinen Kreideantiklinale bei Podbrdo die Gesteinsfolge dieses Berges im Großen eine ganz regelmäßige Anordnung, da man in der Richtung gegen Süden gehend immer ältere Schichtglieder antrifft: Unter der oberen Kreide zunächst den Woltschacher Plattenkalk, welcher auch den Gipfel und den langen, zum Bačatal ziehenden Rücken bildet, hierauf den Jura, schließlich die Schichten der Trias, welche aber nur bis in die mittlere Abteilung dieser Formation hinabreichen. Die ganze Folge sinkt gegen den Abfall des Wocheiner Kammes ein, es werden

---

[1] Das übrigens die Juravorlage ursprünglich noch weiterhin vorhanden war, sieht man aus den Ablagerungsresten von dunklem Liasschiefer mit Crinoidenkalk, welche 3 *km* ONO von Zarz unter komplizierten Lagerungsverhältnissen unmittelbar an der Grenze des mesozoischen Gebirges gegen die paläozoische Unterlage erhalten sind. Ob die plattigen Hornsteinkalke, welche in ähnlicher Stellung NNO von Zarz auftreten, ebenfalls jurassisch sind, konnte ich noch nicht entscheiden.

also im Osten die verschiedensten Stufen von der zackigen Begrenzung des paläozoischen Terrain abgeschnitten. Dabei zeigt sich aber eine entschiedene Beeinflussung der Lagerungsverhältnisse durch den Verlauf der Grenze.

Die Anordnung der Schichten nimmt mit Annäherung an die paläozoische Grenze den Charakter eines — allerdings unvollständigen — Synklinalrandes an, indem sich das Streichen aus der normalen Nordwest—Südost- oder West—Ostrichtung allmählich gegen Norden dreht; die so eingeschlossene Mulde der oberen Kreide, welche im Profil durch den westlichen Teil des Porezen den Woltschacher Plattenkalk noch flach überlagert, ist in ihrem östlichen Teil umgestülpt, das Fallen wendet sich gegen Osten. Ebenso verflächen die Woltschacher Schichten ihrerseits gegen das paläozoische Terrain, auch der sonst so regelmäßig gelagerte Jurazug richtet sich steiler auf und ist schließlich überkippt. Erst die älteren Schichten der mesozoischen Folge, also die tieferen Teile der Mulde machen die Wendung im Streichen ohne Überkippung, denn sie fallen vom paläozoischen Terrain ab. Wenn wir also die Verhältnisse überblicken, so sehen wir im Porezengebiet eine mesozoische Scholle vor uns, welche im Süden die älteren Schichten anscheinend regelmäßig überlagert, gegen Norden und Osten aber in ihre Unterlage förmlich einsinkt und sich dabei verhält wie eine Synklinale, deren Nord- und Ostrand aufgeschoben ist.

Merkwürdig ist der eckige Verlauf der Störungslinie, welcher keineswegs die Folge von einfachen. Erosionserscheinungen ist, wie sie mitunter die Auszackung von Überschiebungsrändern bewirkten. Er hängt vielmehr mit Zerknitterungen des quer auf das Hauptstreichen gerichteten Teiles der Störungsebene zusammen und wiederholt sich bis zu einem gewissen Grade in den Verbiegungen des östlichen Teiles der Kreidemulde.

Die Entblößung von Juraschichten, welche im Bačatale oberhalb von Hudajužua die nördlich einfallende Kreideserie des Porezen von der ihr völlig entsprechenden des Obločki hrib trennt, ist verursacht durch eine Südwest—Nordost streichende Antiklinale, welche auch durch den südlichen Tunnelabschnitt läuft, wo sie allerdings nur mehr die Woltschacher Kalke zum Vorschein bringt. Auch diese Aufwölbung, deren Parallelismus zu bestimmten Abschnitten der Ostgrenze des Porezen auffällt. weist zusammen mit den erwähnten Erscheinungen auf die Existenz eines beträchtlichen Druckes hin, welcher sich nicht im Sinne des Hauptstreichens auslöste.

Die Porezenzone und ihre Spaltung durch den Diagonalsattel Jesenica-Obloke—Perbla.

Die Zone von sandigen Amphiclinenschichten, welche im Hangenden der paläozoischen Grauwacken den Südfuß des Porezen begleitet, läßt sich ohne Unterbrechung über den Sattel von Bukovo in das Bačatal verfolgen, wo sie in sehr mächtiger Entfaltung die Unterlage der Dolomitberge bei Grahovo bildet; letztere entsprechen also dem tieferen Teil der Schichtfolge des Porezen und sind durch die gemeinsame Unterlage mit ihm verbunden. Überschreitet man aber den Jesenicapaß zwischen der Koica und dem Porezen, so sieht man die beiderseitigen Dolomite durch eine Emporwölbung der Amphiclinenschichten getrennt, welche man von hier in nordwestlicher Richtung zum Bačatale bei Hudajužna und von hier quer über den Bergrücken von Obloke bis in den Koritnicagraben verfolgen kann.

Eine lange Reihe von Aufragungen des dunklen »Esinokalkes«, welche auch die Bahnlinie quert, bezeichnet den mittleren Teil der Antiklinalzone und tritt besonders am Gebirgshang ober Obloke als Felsrippe aus dem weicheren Terrain der Amphiclinenschichten deutlich heraus.

Am tiefen Einriß des Bačatales herrscht normale synklinale Lagerung des Koicazuges, welcher den Aufbruch im Süden begrenzt. Entsprechend der hohen Lage des ganzen Gesteinsockels sind hier nur die älteren Schichten der Mulde, nämlich die landschaftlich sehr charakteristischen klüftigen Hornsteindolomite erhalten, über welchen auf der Höhe der beiderseitigen Berge noch die vorwiegend

mergeligen Bildungen an der Basis der Juraserie erhalten sind. Am linken Flußufer wird der nördliche Muldenrand durch einen kleinen, aber wegen des Gesteinskontrastes auffälligen Ausläufer des Aufbruches von Amphiclinenschichten zerschlitzt.

Beim Ersteigen der westlichen Talseite (Hang der Koriška gora) sieht man allmählich eine Überkippung eintreten, indem die Triasdolomite unter einem Winkel von vorwiegend 60° gegen den Aufbruch von Amphiclinenschichten einfallen. Der Denudationsrest von mergeligkalkigen Juraschichten (Lias) zieht gegen Westen ununterbrochen über das Koritnicatal zum Kronberg und von hier zur Kobilina glava, wobei er sich infolge des langsamen Absinkens der ganzen Gesteinsmasse beträchtlich vervollständigt. In dieser ganzen Erstreckung fällt der südliche Flügel der Schichtmulde flach gegen den Wocheiner Kamm, während der nördliche überkippt ist.

Untersucht man aber den Nordflügel des Aufbruches von Obloke, so sieht man, daß der Triasdolomit des Porezenprofils schon im Bačatale nicht mehr erscheint, sondern daß die Juraschichten bei Hudajužna infolge einer streichenden Verwerfung unmittelbar an die Sandsteine und Schiefer der Amphiclinenschichten stoßen, ein Verhalten, welches bis in das Koritnicatal anhält. Es verdient Erwähnung, daß diese Unregelmäßigkeit mit dem Erscheinen des quer gestellten Sattels im oberen Bačagebiete zusammenfällt. Ich neige zur Annahme, daß die Juraschichten an der Bruchgrenze nicht eingesunken sind, was ja mit ihrer sattelförmigen Aufwölbung nicht stimmen würde, sondern daß sie, eben infolge der letzteren, über die tieferen Schichten lokal hinausgepreßt wurden.[1]

Die Fortsetzung der Antiklinale von Obloke, welche aber weiter westlich infolge des tieferen Einsinkens der Schichtfolgen die älteren mesozoischen Bildungen nur mehr in geringerer Ausdehnung zu Tage bringt, streift an der Ploča nahezu die Linie der Koblaüberschiebung und setzt sich nun neben derselben über Perbla in den oberen Teil des Tolminkatales fort.

Auf diese Weise gehen die Kreideschichten des Porezen gegen Westen verloren, denn die Koblaüberschiebung, welche schon vorher — bei Stržisce — den paläozoischen Dachschiefer schräge abschnitt, trifft infolge der Diagonalstellung der südlichen Schichtgruppe nacheinander die verschiedenen Kreidegesteine und kommt an der Ploča direkt mit dem Jura in Berührung.

Die Kreideschichten, welche man in der Umgebung der Kobilina glava antrifft und von da ununterbrochen über die Gemeinde Čadra und weiterhin am Fuß der Überschiebung des Rudeči Rob, Krn etc. verfolgen kann, sind nicht die unmittelbare Fortsetzung der gleichalterigen Gesteine des Porezen, sondern verhalten sich ihnen gegenüber infolge des Auftretens der diagonalen Sattelzone als Bestandteile einer Nebenmulde.

Sehr eigenartig, wenn auch in stratigraphischer Beziehung eintönig, stellen sich die Profilverhältnisse jenes Abschnittes dar, in welchem sich die Ablösung der beiden alternierenden Mulden vollzieht.

Ein langer, durch Quertäler fast senkrecht auf das Schichtstreichen herausmodellierter Höhenzug, welcher vom Bačatal über die Kotla, Ploča zum Dachsteinkalkgebirge zieht, gibt einen klaren Aufschluß der einzelnen Gesteinszonen.

Als Basis gehen im Süden die Schiefer und Sandsteine der Amphiclinenschichten von Grahovo durch, überlagert von der sehr mächtigen Gruppe der Triasdolomite, welche auf der Kuppe der Kotla und dem anschließenden Rücken von den Hornsteinkalken, Mergeln und Kalkschiefern des Lias bedeckt werden. Ein nördlich verflächendes Band von Crinoidenkalken bildet die Kuppe des Kronberges und wiederholt sich mit gleichem Einfallen an der Kote 1077, zirka 1 *km* südlich des Luken. Die dazwischen erhaltenen Ton- und Kieselschiefer, mit Einschaltungen von Hornsteinkalk entsprechen nach ihrem Gesteinscharakter den höheren Jurabildungen und stellen mithin eine Synklinale dar, deren Nordrand überkippt ist. Zwischen dem Crinoidenkalkzug der Kote 1077 und dem wiederum gleichartigen Bande des Luken erscheinen die schiefrigen und mergeligen tieferen Schichten der Lias-Juraserie, also entsprechend der

[1] Vergl. die analoge Erscheinung am Tolminka-Tale bei Tolmein, p. 85.

Antiklinale, aber die Trias kommt auf dem Rücken selbst nicht zum Vorschein. Erst wenn man von diesem nach Westen oder Osten absteigt, ist der bekannte Hornsteindolomit bloßgelegt. Es geht also südlich vom Luken die Antiklinale zwar durch, doch ist in dieser Höhe (über 1000 *m*) der Juramantel nicht durchwaschen. Der Nordflügel der Antiklinale mit seinem reichem Wechsel von verschiedenen Juragesteinen ist bei der Fortsetzung der Rückenwanderung gegen die Ploča in mächtiger Entwicklung zu sehen, aber die Kreideschichten, welche vom oberen Bačatale herüberstreichen, reichen nicht mehr auf die Höhe, man tritt infolgedessen unmittelbar in die überkippte Lias-Juraserie der Ploča ein, welche bis an den Abbruch der Dachsteinkalkmasse reicht. Man sieht also bei der ganzen Rückenwanderung von der Kotla bis zum Hang der Hradica nichts als eine scheinbar ununterbrochene Reihe der Lias-Juraschichten, welche im Süden wellig gelagert sind, aber von der Umgebung des Kronberges an vorwiegend gleichsinnig nach NNO einfallen, so daß man ohne Beobachtung der beiderseitigen Aufschlüsse in den Tälern nur den Eindruck einer endlosen Wechsellagerung erhalten würde.

Im Gegensatze zu dieser Schnittlinie, an welcher die verschiedenen tektonischen Einheiten durch die Eintönigkeit des Schichtenmaterials scheinbar verbunden sind, sieht man bei der Verfolgung der Züge nach Westen die Gliederung wieder deutlich ausgesprochen: Der Schichtkopf des Kronberges streicht mit allmählichem Umschwenken gegen SW durch den Knežabach und taucht hier unter die Kreidebildungen, so daß ein stratigraphisches Gegenstück zum Porezenprofil (Serie von der Amphiclinenschichten bis zur Kreide) zustande kommt.

Die Antiklinalzone, welche am Luken von der Terrainoberfläche nur seicht geschnitten wird und daher die Trias nicht sehen läßt, bringt im tiefen Knežagraben sogar die Sandsteine und Schiefer der Amphiclinenschichten an der Basis des Dolomits zum Vorschein. Dabei ist allerdings der Südflügel der Aufwölbung unterdrückt, denn es kommen diese älteren Bildungen unmittelbar mit den Kreidebildungen der Kobilina in Kontakt und das Knežabachprofil bietet hier das Bild der gewöhnlichen Schuppenstruktur. Verfolgt man aber den Dislokationsrand weiter, so sieht man ihn mit einer langen bogenförmigen Krümmung transversal nach SW vorspringen, wobei die Schichten des südlichen Antiklinalflügels wieder nacheinander erscheinen. Es wird also der stratigraphische Abstand zwischen dem Aufbruch und der südlich angrenzenden Mulde immer geringer, bis endlich im Profil des Kraikov vrh und des Zadlašgrabens fast regelmäßiger Faltenbau herrscht, wie ihn das Profil Fig. 10 zeigt.

Der Kern des Sattels wird nach dem Untertauchen der Amphiclinenschichten vom Dolomit gebildet, welcher aber westlich von Perbla gleichfalls versinkt und an seinem Ende regelmäßig von der Vereinigung der beiden aus Lias-Jurabildungen bestehenden Schenkel umwallt wird. Hiebei zeigt normaler Weise der nördliche von diesen ein mäßig gegen Nord gewendetes Einfallen, während sich nach dem Einschwenken der Schichten in den Südflügel steile Stellung und Überkippung einstellt. Nur in der Nähe des transversalen Abbruches ist der Zusammenhang des Schichtmantels etwas unterbrochen, indem die Trias des Kernes mit südwestlichem Einfallen an die überkippten höheren Schichten der Jurareihe grenzt. Die im Süden anschließenden, an der Antiklinale gleichfalls überstürzten und zum Teile zerrissenen Kreidebildungen sollen an späterer Stelle im Zusammenhang besprochen werden. In der Verlängerung der Zone von Perbla sind die oberen Juraschichten am Osthang der Tolminka (bei Pologar) stark zusammengepreßt und haben sattelförmige Stellung, doch kommen infolge des allmählichen Sinkens der Faltenachse die tieferen Schichten nicht mehr zum Vorschein. Als weitere Fortsetzung muß die überkippte Antiklinale des Sleme vrh gelten (Profil Fig. 11), nur wird hier der Kern von den Woltschacher Kalken der unteren Kreide gebildet, welche bisher bloß am Aufbaue der Südflanke beteiligt waren.

Die Jurazone der Kobla, welche gegenüber diesen fortwährenden Veränderungen mit gleichbleibenden Merkmalen bis zur Tolminka streicht, kommt auf diese Weise selbstverständlich mit den verschiedensten Schichten der Vorlage in Berührung. Aber auch dort, wo sie mit den oberen Juraschichten derart zusammentrifft, daß diese gewissermaßen als ihre stratigraphische Ergänzung erscheinen, wie beim Gehöfte Pologar, sinken sie als Antiklinale gegen sie ein und nicht, wie es bei ungestörtem Verband der Fall wäre, als überkippter Synklinalrand. Nordwestlich von Perbla gestattet ein sehr guter Gehänge-

aufschluß das Einfallen stark zerknitterter Hornsteinkalke und Schiefer der obersten Jurabildungen unter das zur Koblazone gehörige, weithin fortlaufende Felsband zu beobachten, an dessen Unterseite scharfe Kluftflächen die Grenze bilden.

Die Überschiebung, welche im Tunnelprofil die überkippte Jurazone mit dem Dachschiefer in Kontakt bringt und weiterhin die Kreidezonen des Obločkiberges abschneidet, ist also auch hier nicht erloschen, sondern läuft zwischen nahezu altersgleichen Schichten durch (Profil 10, Linie III').

Es möge hervorgehoben werden, daß die einander auf diese Weise nahe gerückten Zonen nicht völlig gleiche Ausbildung der Schichten zeigen. Am Rande des Wocheiner Kammes sehen wir Dachsteinkalke, ziemlich mächtige schwarze Schiefer und daran anschließende Hornsteinkalke (Koblakalk), in der Antiklinale von Perbla ist hingegen die obere Trias hauptsächlich als Hornsteindolomit entwickelt und im Lias fehlen die Črna prst-Schiefer gänzlich.

Die Kreidemulde Kobilina glava—Tolminkatal.

Es wurde bereits früher erwähnt, daß die ersten Kreidebildungen südlich vom Schichtsattel Jesenica—Perbla im Gebiete des Knežatales erscheinen, wo sie das normale Hangende der südlichen Jurazone bilden. Die größte Ausdehnung haben hier die Woltschacher Plattenkalke, welche nordöstlich der Kobilina glava eine kleine Mulde von Radiolitenkalken und Schiefern der oberen Kreide einschließen und im Norden unter Faltungen, häufig mit überkippter Stellung, an die Amphiclinenschichten der Aufbruchszone stoßen. Infolge einer Querstörung, welche westlich des Kobilinagipfels durchläuft und die Verbindung der kleinen Mulde von Radiolitenschichten des Knežatales mit dem westlicher gelegenen Hauptgebiet unterbricht, beschreibt auch die Region des Woltschacher Kalkes einen stark nach Süden ausgreifenden Bogen, schneidet die einzelnen Jurahorizonte, welche bis dahin ihre regelmäßige Unterlage bildeten, völlig ab und tritt unmittelbar an den südlichen Dolomitrand heran. Die Schichtstellung ist dabei eine sehr verworrene, Fälteluugen sind allenthalben zu beobachten und lassen häufig keine Entscheidung über das Hauptverflächen zu. Erst die Westgrenze gegen die obere Kreide, welche gleichfalls imSinne der Querstörung SSW streicht, zeigt einheitliche Verhältnisse: Die Radiolitenbreccien und die sie begleitenden schiefrigen Schichten fallen unter die Woltschacher Kalke nach Ostsüdost ein, sie sind also infolge eines Druckes, welcher quer auf die herrschende Faltenrichtung wirkte, überkippt.

Die Verhältnisse an der Antiklinale von Perbla werden durch diese eigentümlichen Erscheinungen näher erläutert. Ein Blick auf die Karte könnte ja zunächst den Glauben erwecken, daß der südöstliche Abbruch der Perbla-Antiklinale nichts anderes sei, als der querverlaufende Denudationsrand einer weit über die Kreide vorgeschobenen liegenden Falte, deren Achse sich hier eben höher emporhebt, während weiter im Westen gewissermaßen nur der Stirnrand geschnitten sei. Wenn man aber sieht, daß die Gesteinszüge südlich des Kobilinagipfels plötzlich abbrechen und Platz für eine quergestellte, bedeutende Kreidemulde machen, ferner daß letztere in der Richtung gegen den Anschnitt der Antiklinale von Perbla energisch überfaltet ist, dann muß man wohl zur Anschauung kommen, daß die Komplikation hier durch eine scharfe Absenkung quer auf die Richtung der Achse erfolgte, so daß sich in diesem Faltenbilde das Zusammenwirken von Druckkräften sehr verschiedener Richtung äußert. (Vergleiche den Schlußsatz des nächsten Kapitels auf p. 85 [125].)

Der weitere Verlauf der Kreidemulde folgt dem normalen Gebirgsstreichen und zeigt am Nordschenkel durchwegs Überfaltung. Am Tolminkadurchschnitt dringt vom Südrande her eine sekundäre Antiklinale ein, welche an einer Stelle noch Jurassische Kieselschiefer zu Tage bringt und im östlichen Teile (linker Hang der Tolminka) durch eine schmale, nach Süden überstürzte Aufpressung von Wolt-

schacher Kalk die Zone der Rudistenbreccien und Mergelschiefer spaltet. Es würde zu weit führen, wenn man die tektonischen Einzelheiten, welche durch die im Terrain scharf gezeichneten Rudistenbreccien gut zum Ausdrucke kommen, im Detail schildern wollte; es möge nur bemerkt sein, daß in dieser Beziehung die Umgebung von Tolmein sehr schöne geologische Bilder bietet.

Der Rand der Kreidemulde bei Tolmein.

Wie auf p. 83 [123] betont wurde, bildet im westlichen Teile der Kobilina glava die Kreide nicht das normale Hangende der regelmäßigen Schichtserie des Koica-Kronbergzuges, sondern schneidet die Jurazüge quer ab und kommt direkt mit den dolomitischen Kalken der oberen Trias in Berührung. Die Profile zeigen in dieser Gebirgszone, also in der unmittelbaren Umgebung von Tolmein, sehr wechselnde und schwierige Verhältnisse. Von der mächtigen Dolomitmasse am Südfuß der Kobilina glava zieht sich nur ein schmaler Ausläufer nach Westen; oberhalb von Lubinj ist die Fortsetzung wegen der sehr unzulänglichen Aufschlüsse in den Bergwiesen ein kurzes Stück weit nicht zu beobachten, dann greift die Kreidemulde noch mehr als früher nach Süd aus und bildet die Höhe von Ravne (Nordwesten von Lubinj). Von da an bis über das Tolminkatal hinaus kommt die charakteristische Kalkstufe der Woltschacher Schichten nur mehr sporadisch zum Vorschein, meist tritt der Rudistenkalk an der Basis der Mergel- und Schieferbildungen in Kontakt mit einem Kalk- und Dolomitzug, welcher am Durchbruch des Godicabaches schroffe Abbrüche bildet und auch die Wände der romantischen Tolminkaschlucht oberhalb Tolmein zusammensetzt. Der Bau von zwei neuen Fahrwegen auf der Westseite des Flusses hat hier an mehreren Stellen echte Megalodontendurchschnitte freigelegt, die gleichen Fossilien finden sich am Godicabach im Schutt der Wandstufe, es ist also nicht zu zweifeln, daß wir hier die Fortsetzung des obertriadischen Zuges vom Südhange der Kobilina glava vor uns haben. Die Schichten fallen an der Tolminka vorwiegend nach Norden und Nordosten ein, sind von mächtigen, an den Schluchtwänden aufgeschlossenen Kluftflächen durchschnitten und werden unmittelbar von Kreidegesteinen überlagert. Auf der Ostseite des Tolminkagrabens waren die Woltschacher Schichten nicht nachzuweisen, sondern bloß dickbankige Kalke, welche Radioliten- und Nerineendurchschnitte führen; an der Dantegrotte hingegen kommen hornsteinführende Kalkplatten als schmales Band in zweimaliger Wiederholung an dem Südflügel der Mulde oberer Kreide zum Vorschein. Es fehlt also dem Triaszug der unteren Tolminkaschlucht durchwegs die regelmäßige Überlagerung, welche man im Osten durchaus und, wie vorgreifend bemerkt sei, weiter im Westen auf eine längere Strecke als Merkmal des südlichen Schichtkopfes antrifft.

Aber auch abgesehen von dieser Unregelmäßigkeit ist diese Gegend durch eigentümliche Komplikationen ausgezeichnet. Der weithin sichtbar aus der diluvialen Isonzoterrasse aufsteigende pyramidenförmige Schloßberg von Tolmein besteht aus Hornsteindolomit, über welchem auf der Westseite noch ein Denudationsrest von hornsteinführendem Mergelkalk und Kalkschiefer (Basis der Lias-Juraserie) erhalten ist. Ein gleichfalls durch Diluvium isolierter und durch Gletscherwirkung teilweise zu Rundhöckerformen modellierter Hügel unmittelbar östlich von Tolmein bildet die Fortsetzung des Schloßberges; er besteht aus schön gefaltetem Hornsteindolomit, welcher auf der Nordseite von den unteren Bildungen der Lias-Juraserie überlagert wird, aber auch hier ist das Verhalten zum nördlicheren Triaszug nicht zu beobachten. Erst am tiefen Einriß des Godicabaches bei Polubinj sieht man diese Hangendschichten des südlichen Dolomitzuges mit einer fast vertikalen — steil bergwärts fallenden — Verwerfungswand, über welche ein Wasserfall herabstürzt, gegen dickgebankte Kalke und Dolomite des Zuges der Dantegrotte einfallen; es bildet also die außenliegende Hügelkette eine Staffel, welche gegen die nördlichere Zone absinkt. Östlich von Polubinj ist über dem gefalteten Hornsteindolomit der südlichen Staffel eine ziemlich mächtige Serie von Hornsteinkalken, Schiefern, Mergeln des Lias-Jura erhalten und kommt auf der Kuppe von Ravne mit dem Südrande der großen Kreidemulde in Berührung; letztere scheint hier also über die nördliche schmale Triaspartie vorzudringen. Bei Lubinj ist die Verwerfung des Godicafalles infolge der Schuttüberstreuung nicht zu beobachten, doch dürfte sie zufolge der spitz gegen den Dolomit-

ausläufer der Kobilina glava gerichteten Streichrichtung jurassischer Schichten auch hier durchziehen und mit den komplizierten Zersplitterungen der Triasregion von Kneža in Verbindung stehen.

Auf der West-Seite der Tolminka endet die Verdoppelung des Triaszuges ziemlich bald. Man sieht bei der Kirche St. Peter nördlich von Tolmein eine kleine Partie von rotem Mergelschiefer und brecciösem Kalk der oberen Kreide, welche wahrscheinlich unter der Schuttüberstreuung mit der großen Mulde zusammenhängen und eine Ausstülpung derselben darstellen dürfte. Eine Kuppe von weißem Kalk und Dolomit, welche unmittelbar westlich von ihr aus dem Schutt auftaucht, läßt sich trotz dieser kleinen Komplikation noch am besten als Bestandteil des Triaszuges der Tolminkaschlucht auffassen; aber am Berghange weiter nordwestlich erscheinen, schräge gegen sie heranstreichend, zum ersten Male seit der Kobilina glava die hornsteinführenden Juraschiefer und Kalke. Von da an kann man in der Richtung nach Karfreit auf längere Erstreckung zwischen der Triaszone des Randes und der oberen Kreide der Mulde eine ziemlich breite Zone von Jura und Woltschacher Kalk nachweisen, so daß ein Profil durch den Merzli vrh (Nordwesten von Tolmein), Fig. 11, wieder den normalen Aufbau der mesozoischen Reihe zeigt, wie ihn der südöstliche Schichtkopf der Kobilina glava und des Porezen besitzt.

Zwischen dem Querbruche an der Kobilina und dem Fuß des Merzli vrh ist also auf die bedeutende Erstreckung von rund 5 *km* die Südgrenze der Kreidemulde nicht, wie in der unmittelbaren Fortsetzung nach Ost und West, eine einfache Schichtfolge, sondern es findet ein Übergreifen auf die Trias statt. Das hier zu beobachtende Vordringen der Kreide,[1] welches östlich von Tolmein sein Maximum erreicht, läßt sich durch eine lokal stärkere Pressung erklären und kann mit der energischen Ausbiegung der Antiklinale von Perbla in Beziehung gebracht werden. Ich erblicke also auch in diesem Umstand eine wichtige Stütze für die Annahme, daß der unvermittelte Südostabbruch der letzteren mit einer bedeutenden Verbiegung der Faltenachse zusammenhängt und nicht dem zufällig querlaufenden Denudationsrand einer liegenden Falte entspricht. Derlei unvermittelte Knickungen der Faltenachsen scheinen im Gebirgsbau nicht selten vorzukommen und können unter Umständen zur Konstruktion von Falten»decken« verleiten.

B. Das Verhältnis der Julischen Alpen zum Karst.

Die geologische Südgrenze der Julischen Alpen.

Wie aus den Beschreibungen auf p. 79 [119] hervorgeht, ist die Trias des höheren Gebirges im Bereiche der beiliegenden Karte nirgends in normalem Schichtverband mit ihrer paläozoischen Unterlage zu sehen. Die Verwerfung, welche am Fuße der Jelovca (bei Zarz) die Grenze bildet, läßt sich nach Westen ohne Unterbrechung verfolgen, nur schaltet sich zwischen ihr und den südlichen Vorbergen eine zerbrochene und überkippte jurassische Randfalte ein, welche sehr bald den letzten an der Oberfläche sichtbaren Keil des paläozoischen Sockels überschneidet und auf diese Weise unmittelbar an die verschiedenen mesozoischen Gebilde des Bačagebietes herantritt. An der Tolminka geht die jurassische Randzone verloren, der Dachsteinkalk ihres Nordflügels schiebt sich nun über die Kreide-Eozänschichten der Vorlagen.

Die Überschiebung unter den weißen Kalkmassen des Migouc, des Rudeči Rob und des weithin sichtbaren Krn ist mit einer seltenen Klarheit an den steilen Südhängen gegen das Isonzotal aufge-

---

[1] Die naheliegende Erklärungsmöglichkeit, daß hier eine stratigraphische Transgression der Kreide vorliegt, kann ich nicht annehmen, da die Schichten kein Material des Untergrundes enthalten, da ferner bald die obere Kreide, bald die durchaus nicht litoral ausgebildeten Hornsteinplattenkalke den Rand bilden und vor allem, da die ganzen Erscheinungen sich deutlich an den zweifellos tektonischen Querabbruch der Kobilina glava anschließen.

schlossen und wurde schon bei den Übersichtsaufnahmen der Fünfzigerjahre von Stur [1] richtig erkannt und geschildert. Bis hieher fällt die Dislokationszone, welche im Tunnel durch ein ganzes Störungsbündel, am Krn aber nur mehr durch eine einzige Überschiebungsfläche ausgezeichnet ist, zusammen mit dem orographischen Rand des Hochgebirges; man zog daher seit Stur's Arbeit im allgemeinen hier die geologische Südgrenze der südlichen Kalkalpen und bezeichnete die Krn-Dislokation [2] als die Fortsetzung der »Frattura periadriatica«, welche auf italienischem Boden gleichfalls die Vorberge gegen das Hochgebirge begrenzt.

Ich bin heuer der Krnüberschiebung gegen Westen nachgegangen und konnte sie ohne Unterbrechung unter den Abstürzen des Gebirgsgrates über einen Paß nördlich der Talmulde von Drešenca bis in den Flitscher Kessel [3] verfolgen, an dessen Ostseite sie unter den Abhängen des Javorcek durchläuft: auch hier bildet sie die Trennungslinie zwischen dem Dachsteinkalkgebirge und den unter letzteres einfallenden jüngeren Schichten. Der Flitscher Kessel, in welchem auch die an der Tolminka verloren gegangenen Jurabildungen des Dachsteinkalkrandes wieder erscheinen, fällt also geologisch in die Fortsetzung des oberen Bačagebietes und ist als mächtige Schichtmulde in das Hochgebirge eingebettet.

Wir sind, der Krnlinie folgend, nach NW gegen Flitsch gelangt; aber es nimmt nicht die ganze Gebirgsvorlage von Tolmein diesen Weg. Im Drešencatale nördlich von Karfreit (Caporetto) taucht ein Dachsteinkalkgewölbe inmitten der jüngeren Bildungen auf, es hebt sich rasch, streift am früher genannten Passe auf kurze Strecke die Krnüberschiebung und verbindet sich endlich im Westen mit der mächtigen Kaninmasse. Auf diese Weise wird ein nördlicher, zum Flitscher Kessel ziehender Synklinalast abgetrennt von einem südlichen, welcher dem Isonzotale bei Trnovo folgt und dann über den Rücken Suovit in das Gebiet der Hochgebirge an der Fella streicht. Auch dieser Zug wird von Norden her überschoben; Stur hat ein Profil durch eine besonders auffällige Stelle gezeichnet, »an welcher »der rote jurassische Kalk (im Hangenden der Dachsteinkalke des Stol) von der ganzen ungeheuren Masse des Flitschergebirges überlagert« wird. »Die scheinbar überlagernden Schichten des Dachsteinkalkes sind etwas weniger geneigt. Daß sowohl der eine als der andere von den Kalken dem Dachsteinkalke zugerechnet werden müssen, beweisen die Dachsteinbivalven...« Man sieht, daß jene Gebirgszone, welche im Bača- und Tolmeiner Gebiet als Vorlage des Wocheiner Kammes erscheint, sich weiter westlich in Synklinalen des Dachsteinkalkgebirges fortsetzt, also geologisch noch zu diesem gehört. Die Krn-Koblalinie ist also nicht die tektonische Südgrenze der Julischen Alpen, mithin nicht die Fortsetzung der »Frattura periadriatica«. [4]

O. Marinelli [5] hat das letztere richtig erkannt, aber er sucht die Fortsetzung der Krnüberschiebung am Nordrande der Synklinale Monte Maggiore-Chiampon-Maruint, die auf österreichischem Boden einen südlichen Nebenzug der Suovitsynklinale darstellt; die Verbindung mit dem Flitscher Kessel, welche allerdings aus den bestehenden geologischen Karten nicht hervorgeht, war ihm noch unbekannt.

Marinelli kam nun zum Ergebnis, daß die Fortsetzung der »Frattura periadriatica« (Linie Barcis-Staroselo) in der Talrichtung des Isonzo zu suchen sei, und weil auf der rechten Seite des Flusses tatsächlich eine Dislokation, die Verlängerung der bekannten Idrianerlinie, zu beobachten ist, kam er zur Anschauung, daß sich die »Frattura periadriatica« über Idria fortsetze. Es würde also ein Einschwenken der Kalkhochalpen in die Hauptzone der dinarischen Faltenzüge stattfinden.

---

[1] D. Stur: Das Isonzotal, 1858, p. 41.

[2] E. Sueß: Antlitz der Erde, I. Bd., p. 344, 345; C. Diener: Gebirgsbau der Ostalpen, p. 557.

[3] Vergl. D. Stur: Isonzotal und C. Diener: Geologie des Zentralstocks der Julischen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1884, p. 687.

[4] Diese Verhältnisse werden in einer Karte (Verh. k. k. geol. R. A. 1908, Nr. 2) zur Darstellung kommen.

[5] O. Marinelli: Dintorni di Tarcento. Firenze 1902, p. 90, 91.

Diese Erscheinung, welche ganz in Übereinstimmung mit den herrschenden Vorstellungen von der Zugehörigkeit des Hauptstammes der Südalpen zum dinarischen Gebirgssystem stehen würde, findet aber nicht statt.

In der vorläufigen Notiz über meine ersten Begehungen am Südfuß der Julischen Alpen wurde hervorgehoben, daß im Talkessel von Kirchheim eine tektonisch und stratigraphisch scharfe Grenze zwischen dem Bačagebiete und dem Gebirgsabschnitte an der Idrica vorhanden und über den Sattel von Bukovo gegen Tolmein zu verfolgen ist. Bei den späteren Touren zeigte es sich, daß auf der linken Isonzoseite auch der weitere Verlauf dieser Störungszone über Versno-Ladra mühelos festzustellen ist, daß der bisher unbekannte Trias-Juraaufbruch, dessen Südgrenze sie bildet, ohne jede tektonische Unterbrechung an den genannten kleinen Orten vorbei nach Karfreit streicht und sich im Kamme des Stol-Monte Maggiore fortsetzt. Der Isonzo durchbricht in einem kurzen, schluchtartigen Quertale die steil nordfallenden Dachsteinkalke und Dolomite dieser Zone und läßt die Einheitlichkeit der beiderseitigen Hänge deutlich beobachten.

Die lange, gerade Reihe der weißen Dolomitanschnitte zwischen Karfreit und Tolmein fällt schon im Landschaftsbilde auf, wenn man vom Hange des österreichisch-italienischen Grenzrückens (Kolowrat) ins Isonzotal hinabblickt.

Ebenso zusammenhängend im Bau wie der nördliche Saum der Dislokation ist auch der südliche; er besteht entlang des Isonzo aus den jüngsten Bildungen der gefalteten Schichtreihe, nämlich aus Kreide- und Eozänbildungen, welche mit den Vorbergen von Friaul zusammenhängen; es unterliegt daher keinem Zweifel, daß die Karfreit-Kirchheimer Linie als der östliche Abschnitt der »Frattura periadriatica« und zugleich als geologische Südgrenze der Julischen Alpen zu betrachten ist.

Die Fortsetzung der Idrianer Störungszone, welche auf dem rechten Isonzogehänge nach WNW streicht, läuft bis ins Natisonegebiet, wohin ich sie im letzten Sommer verfolgte, nahe der genannten Linie und ist ihr parallel; sie liegt aber noch bei Staroselo und Robič als scharfer Abbruch der Dachsteinkalkmasse des Matajursockels am Südrande der schmalen Flyschzone, deren Nordsaum an der »Frattura periadriatica« gegen den Stol einsinkt.[1] Ob sie sich auf italienischem Boden noch fortsetzt, ist mir unbekannt; als Grenze zwischen verschiedenen Schichtgruppen ist sie schon im oberen Natisonegebiet nicht mehr zu erkennen. Die Idrianer-Linie gehört ganz jener Gebirgsregion an, welche man als Hochkarststufe des dinarischen Systems bezeichnen kann; sie bildet nicht die Scheide zwischen zwei geologischen Gebirgstypen: so weist zum Beispiel der nördlich von ihr gelegene Veitsberg die gleichen stratigraphischen und tektonischen Merkmale auf, wie der im Süden anstoßende Teil des Ternowaner Plateaus.

Es ist also weder die Krn-, noch die Idria-Linie als Ostabschnitt der »Frattura periadriatica« zu betrachten, letzterer liegt vielmehr zwischen beiden und folgt der Linie Karfreit-Tolmein-Bukovo gegen Kirchheim, wo ein ganzes Störungsbündel vorliegt. Die Bezeichnung »Isonzolinie« ist besser zu vermeiden, da ja im Flußtale und an dessen Hängen mehrere Dislokationen vorhanden sind, welche Anlaß zu Verwechslungen geben können.

Das Gebiet südlich der Linie Tolmein—Kirchheim.

Es ist notwendig, einer Darstellung der tektonischen Verhältnisse an der Grenze zwischen dem Bača- und Idricagebiete eine kurze Übersicht der Verhältnisse des letzteren vorauszuschicken, wenn auch nur für jene Abschnitte, welche unmittelbar an die genannte Linie stoßen. Bezüglich des Baues der Hauptregion sei auf die Veröffentlichung: »Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša« (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1900, p. 65) verwiesen. Die Skizzenkarte 1 : 150.000, welche dieser Arbeit beige-

[1] Infolgedessen ist auch der Ausdruck, daß die Idrianerstörung im Isonzogebiete mit jener von Kirchheim verschmilzt (Kossmat, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1906, p. 271) zu weitgehend.

geben ist, füllt übrigens die Lücke zwischen dem auf Tafel II dargestellten Terrain und dem geologischen Kartenblatte »Haidenschaft—Adelsberg« aus, so daß ich mich hier bezüglich der Darstellung sehr knapp fassen kann. Im großen hat man es mit einer nicht besonders stark gefalteten Schichtmasse zu tun, welche im Westen und Südwesten entschieden tiefer liegt, so daß hier die Oberfläche von den jüngeren Gesteinsabteilungen beherrscht wird, während weiter im Osten die älteren Bildungen erscheinen. In der Umgebung von Kirchheim tritt das tiefste Schichtsystem dieser Gebirgszone, nämlich der schwarze, glimmerige Karbonschiefer zu Tage, über welchem sich der Grödener Quarzsandstein, der fossilführende Bellerophonkalk, eine mächtige Zone von Werfener Schiefern und schließlich die enormen weißen Dolomitmassen des Idricatales aufbauen.

Die Wengener Schichten[1] und Porphyre im Hangenden des Muschelkalkdolomits sind als unregelmäßige, teilweise an Brüchen eingeklemmte Denudationsreste erhalten, ähneln also in ihrer Lagerung vollkommen den gleichalterigen Vorkommnissen auf der Südseite der Idrica. Die Raibler Schichten, welche schon an der Mündung des Tribušatales in die Idrica ausdünnen, konnten hier nicht nachgewiesen werden. Hingegen liegt über dem massigen Dolomit der mittleren Trias unmittelbar ein mächtiger, schöngeschichteter Dolomit mit einzelnen schmalen Mergelschmitzen, den ich anfangs nicht abtrennte, aber jetzt nach den Beobachtungen bei späteren Begehungen als Äquivalent des Hauptdolomits auffassen muß, um so mehr, als sein Abschluß durch Kalke mit großen Megalodonten gebildet wird. Das Fehlen der Wengener Schichten an seiner Unterlage kann nicht befremden, da die Raiblerschichten des Idricagebietes vielfach auf den mitteltriadischen Dolomit übergreifen.

Ein von plattig-mergeligen Schichten begleiteter Breccienkalk trennt die Trias von der Kreide, welche mit Woltschacher Kalken beginnt, mit flach gelagerten Rudistenkalken und Mergelschiefern schließt.

Der Zug der Woltschacher Kalke reicht vom Bačatale quer über die Plateauregion zur Idrica bei Tribuša, kommt auch weiter westlich als Auffaltungszone zum Vorschein, bildet dann an der unteren Bača in mächtiger Entwicklung die Unterlage der hier domförmig gewölbten oberen Kreideschichten und läßt sich in sehr schönen Aufschlüssen gegen das Knie des Isonzo zwischen Tolmein und St. Lucia verfolgen. Die gegenüberliegende, vom Flusse in Steilwänden angeschnittene Bučenica, welche gegen Woltschach zieht, gehört noch der gleichen Gebirgszone an. Die Idrianer Dislokationszone folgt der unteren Idrica, quert nördlich von St. Lucia den Isonzo und zieht nun auf dessen rechter Seite, südlich der Bučenica über Woltschach weiter, bis wohin sie Marinelli, von Westen her kommend, verfolgt hatte. Wie die Karte zeigt, ist sie auf eine bedeutende Erstreckung scharf ausgesprochen durch die Verschiebung der gleichalterigen und gleichartig entwickelten Gesteinszonen des Lascikplateaus einerseits, des Veitsberges andrerseits, sie ist aber auch in der Umgebung von St. Lucia und Woltschach noch an den Lagerungsverhältnissen der beiderseitigen Kreideränder deutlich zu erkennen.

Die Überschiebungserscheinungen in der Störungszone Tolmein-Kirchheim.

a) Unteres Bačatal.

Wenn man an der Bača nach Querung der Triaszone von Grahovo in die Kreide eintritt, erhält man zunächst den Eindruck, daß hier einfach ein Absinken an einer Bruchlinie stattgefunden hat; denn man sieht zunächst die Rudistenkalke mit ihren Mergelzwischenlagen gegen die Grenze verflächen und erreicht endlich in normaler Reihenfolge die Woltschacher Schichten, welche weiter talabwärts immer höher am Gehänge emporsteigen. Der gleiche Eindruck völlig einfacher Verhältnisse bietet sich, wenn man vom Veitsberge her den Rand der weiten Region von oberkretazischen Schichten erreicht, welche

[1] Einen Teil der dunklen Schiefer, welche diese begleiten, faßte ich in dem disloziertem Aufbruche bei Reka früher als paläozoisch auf, doch ergab eine spätere Begehung, daß ihre Abtrennung von den sicheren Wengener Schichten nicht möglich ist.

allenthalben flach auf ihrer Unterlage aufruhen. Es ist daher begreiflich, daß bei den Aufnahmen der Fünfzigerjahre eine nähere Untersuchung dieses von allen Seiten klar angeschnittenen Plateaustückes unterblieb.[1]

Um so mehr war ich überrascht, als ich östlich der Bača bei den Arbeiten des Sommers 1906 nach Durchquerung mehrerer flach SO und O fallender Züge von Rudistenbreccien und Mergelschiefer plötzlich bei Logarišče den Hornsteindolomit der oberen Trias antraf, welcher ruhig nach N verflächt und zwei Kuppen (598 *m* und 660 *m*) bildet, während ein kleines Tälchen dazwischen noch Kreide aufschließt. Die Weiterwanderung nach Osten ergab sofort die bedeutende Ausdehnung des Triasvorkommens, denn der ganze wellige Rücken bis zum Oblačno brdo bei Ponikve besteht aus flach gelagertem Hornsteindolomit, in welchem stellenweise sanfte Dolinen eingesenkt sind. Das Fallen ist auf der Westseite des Oblačno brdo gegen S gerichtet, infolgedessen kommen bald die bunten ockrigen Kalke und dunklen Schiefer der Amphiclinenschichten zum Vorschein, welche auch den Ostrand bilden; hier fand ich eine Amphiclina nicht tief unter der Dolomitgrenze, so daß die Altersbestimmung der Schichten auch auf diese Weise gesichert ist.

Die Amphiclinenschichten begleiten nun den Ostrand der Triasregion in die Talmulde von Ponikve, sind im westlichen Teile des Ortes mehrfach aufgeschlossen und reichen in den Terrainfurchen, zum Teile infolge einfacher Erosionswirkungen, zum Teile begünstigt durch Störungen ziemlich weit nach Westen in das Dolomitgebiet hinein. Angesichts dieses Umstandes ist es jedenfalls sehr auffallend, daß bei Ponikve das Wasser der kleinen Bäche und Rinnsale, welches aus dem benachbarten Terrain zufließt, in Sauglöchern (»Ponor«) verschwindet. Wenn die Triasschiefer in der Tiefe durchziehen würden, wäre diese Erscheinung unerklärlich, sie löst sich jedoch einfach, wenn man annimmt, daß die Kreide hier unter der Trias vorhanden ist und die Wässer in ihren kalkigen Schichten ableitet.

Vielleicht liegt die Reihe von auffälligen Trichterdolinen, welche südlich von Ponikve im Dolomitterrain liegt und zur Kostanjevica führt, über einem der unterirdischen Wege des Wassers. Zu bemerken ist auch, daß an der Straße zwischen Idria pri Bači und Slap, am Südfuße des Plateaus, aus den zerklüfteten Kreidekalken eine sehr starke Quelle hervorbricht, welche ganz den Charakter der Karstquellen hat.

Schwieriger als am West-, Nord- und Ostrand des Plateaus liegen die Verhältnisse im Süden, weil hier die Trias nicht mit den Schichten der oberen Kreide, sondern mit hornsteinführenden Plattenkalken und Schiefern in Kontakt tritt, bei welchen die Frage der tektonischen Zugehörigkeit nicht immer mit Sicherheit zu entscheiden ist. Zur Orientierung über diese Verhältnisse geht man am besten von Osten aus.

Westlich des langen Streifens von Woltschacher Kalk zwischen dem Bača- und Idricatale herrscht in der Umgebung von Pečine felsiges Karstterrain, welches sich an die mächtigen Radiolitenbreccien der oberen Kreide knüpft, aber infolge der Schiefereinlagerungen häufig durch sanften Feld- und Wiesenboden unterbrochen wird. Aus diesem Wechsel jüngerer Schichten tritt eine Zone von Woltschacher Hornsteinplattenkalk hervor, an welche sich weiter im Südwesten noch eine zweite kleinere Partie anschließt.

Es handelt sich um Aufbrüche derselben Plattenkalke, welche auf dem Veitsbergplateau als zusammenhängendes Band unter die rudistenführenden Schichten einfallen.

An der Ohnena glava (westlich von Pečine) beobachtet man im Wechsel mit Hornsteinkalken auch Tonschiefereinlagerungen, wie man sie gewöhnlich an der Basis der Woltschacher Kalke findet. [2]

Die beiden Aufbrüche haben den Bau von Antiklinalen, welche nach Südwest überkippt sind und die hier durchstreichenden oberkretazischen Bildungen scheinbar überlagern, während sie auf der Nord-

---

[1] Auf meiner Skizzenkarte in Verh. 1901 ist dieser Abschnitt in Übereinstimmung mit der Übersichtsaufnahme gezeichnet, weil mich meine Orientierungstouren nur an die Ränder dieser Region geführt hatten.

[2] Auf der beigegebenen Karte 1 : 75.000 habe ich diese Schichten mit den Woltschacher Kalken vereinigt.

ostseite unter diese einsinken. Die tiefe Erosionsschlucht der Kostanjevica gibt schöne Aufschlüsse, an welchen man, von Süden kommend, die flyschähnlichen Schiefer weit talaufwärts an beiden Gehängen flach unter ein massiges Felsband von Kalk und Kalkbreccie (mit Radioliten) einfallen sieht, während dieses wieder das Liegende der Hornsteinplattenkalke bildet.

Die Aufbruchzone der letzteren läßt sich — immer mit nordostfallenden Schichten — entlang des rechten Idricahanges bis über Idria pri Bači (weniger als 1 *km* von der Bačamündung entfernt) verfolgen, wobei an ihrem Südrande eine schmale Zone von Rudistenbreccien *(Hippurites Oppeli)* als Ausläufer der Kreide von Pečine die Straße bis nahe an den genannten Ort begleitet. Das Verhältnis des Woltschacher Kalkaufbruches zum oberkretazischen Terrain, welches den Abschluß der großen Schichtkuppel des unteren Bačatales bildet, konnte ich wegen lokaler Anhäufungen von Quartärmaterial nicht beobachten.

Wenn man von Idria pri Bači durch die nordostfallenden Woltschacher Schichten gegen die Triaskuppe ansteigt, so beobachtet man in einiger Höhe über dem Talboden wieder die Schiefereinlagerungen zwischen den plattigen Kalken und kommt endlich an ein Felsband von massigen weißen Kalken, welche durch zahlreiche Hornsteinknöllchen, Korallenanwitterungen und Spuren von Echinodermen, wie auch Hydrozoen ausgezeichnet sind. Reste von Rudisten habe ich trotz mehrmaligen Suchens nicht gefunden; dies spricht zusammen mit dem Gesteinscharakter gegen die Zuweisung der Kalke zur oberen Kreide, denn in letzterer würde man schwerlich umsonst nach diesen Fossilien suchen. Ich halte daher die Kalke für jurassisch und zwar für das Äquivalent der auch äußerlich analogen Tithonbildungen des Lascik- und Veitsbergplateaus.

Am Weiterwege kommt man in dunkle hornsteinführende Mergel und Schiefer, weiter westlich auch in unreine Kalke, welche oft durch Hornsteinlagen fast verdrängt werden. Derlei Bildungen kenne ich nicht aus den Woltschacher Kalken, wohl aber an vielen Stellen aus den tiefsten Bildungen der Lias-Jurareihe als Hangendes der Trias des Bačagebietes; ich bin daher geneigt, sie an die Hornsteindolomite der Kuppe anzuschließen, unter welche sie einfallen. Zudem kommen diese Schichten an dem Sporn südlich von Logarišče unmittelbar mit dem Flysch der rudistenführenden Schichtreihe in Berührung, wobei sich letzterer gegen sie in gleicher Weise verhält wie gegen die benachbarte Trias: er fällt nämlich gegen beide ein.

Auf diese Weise schließt sich die Umrandung des eigentümlichen Triasplateaus von Ponikve. Auf drei Seiten: im Westen, Norden und Osten sieht man die flyschähnlichen Schichten mit Einlagerungen von Radiolitenbreccien unmittelbar an die Grenze herankommen, und zwar sind es die höheren Lagen, welche den Kontakt herstellen, während die tieferen normal über den Woltschacher Kalken liegen, welche im Bačatale und auf dem Veitsbergplateau entblößt sind. Dabei ist das Einfallen der rudistenführenden Schichten am West- und Ostrande der so umgrenzten Trias deutlich gegen diese gerichtet, nur im Norden verflächen die jungen Bildungen am Hange unter dem Dolomitkamme häufig gegen die Bača, aber flach, ganz entsprechend dem Verhalten, welches bereits im Profil dieses Tales hervorgehoben wurde und mit dem Untertauchen der Kuppel von Woltschacher Schichten zusammenhängt.

Ein pfropfenähnliches Durchstoßen der Triaskuppe durch die Kreideplatform ist nach den Lagerungsverhältnissen beider Komplexe nicht anzunehmen; aber ebensowenig bin ich im stande, eine Transgression der oberen Kreide zur Erklärung heranzuziehen. Der Sockel dieser Schichten kommt ja in geringer Entfernung von der Trias auf allen Seiten der Umrandung zum Vorschein und besteht aus den ganz normalen Woltschacher Hornsteinkalken, welche durchwegs gegen die Kuppe von Ponikve einsinken. Außerdem fand ich in den Schiefern, Konglomeraten und Radiolitenbreccien keine Spur vom Material der Kuppe von Ponikve, was doch der Fall sein müßte, wenn diese zwischen der Bildungszeit des Woltschacher Kalkes und der jüngeren Kreide durchgebrochen wäre und als Klippe aus dem Meere aufgeragt hätte; ich sehe daher keine andere Möglichkeit als die anormale Überlagerung des Kreideplateaus durch einen Denudationsrest von aufgeschobenen Triasbildungen anzunehmen.

Ein ergänzendes Argument liegt auch darin, daß die obere Trias, welche am Veitsberg nach Westen untersinkt und sich südlich der Idrica im Lašcikplateau wiederholt, aus Gesteinen von der normalen

Ausbildungsart des Hauptdolomits besteht, welche noch von einem Dachsteinkalkband mit Megalodonten überlagert werden. Ihre Unterlagerung besteht aus Raibler Schichten, und wo diese auskeilen, aus weißem Schlerndolomit.

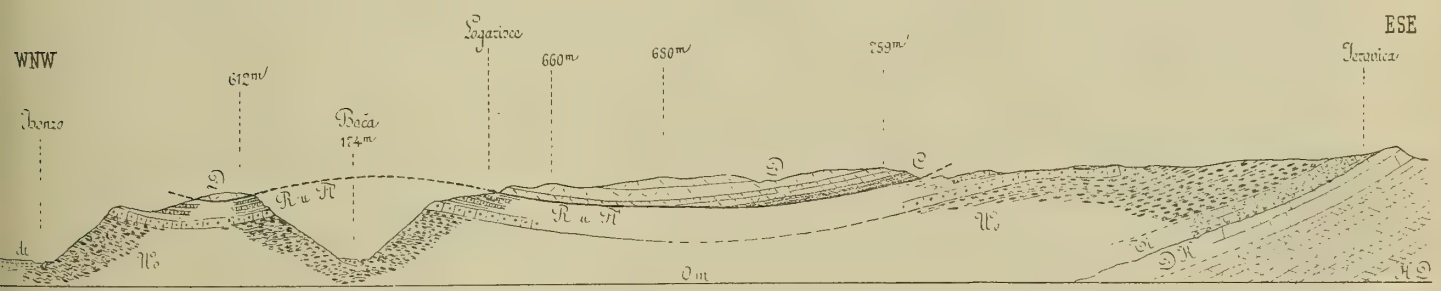
Im Gegensatze dazu zeigt die Ponikvekuppe, welche gerade im spitzen Winkel zwischen den Triaszügen des Veitsberges und des Laščikplateaus liegt, hornsteinführenden Dolomit und die eigenartigen Amphiclinenschichten, also Gesteine, welche die typischen Merkmale des mittleren Bačagebietes besitzen.

Die Überfaltungserscheinungen, welche auf der rechten Idricaseite in dem Kreideplateau selbst auftreten (Aufbruchzone Pečine-Idrija pri Bači), fügen sich als Schleppung des Untergrundes sehr gut in das Gesamtbild der Bewegung ein, wenn sie auch die südliche Abgrenzung der Scholle von Ponikve durch Verringerung des stratigraphischen Abstandes praktisch erschweren.

Aus letzterem Grunde ist es von großem Interesse, daß auf der rechten Bačaseite das Gegenstück zu den Erscheinungen des bisher geschilderten Plateaustückes erhalten ist, und zwar ohne Komplikation durch den Aufbruch von Idrija. Wenn man von der Straße oder von der Bahn aus den rechten Hang des unteren Bačatales beobachtet, die lange fortlaufenden mauerähnlichen Abbrüche der Radiolitenkalkbänder über den Woltschacher Schichten verfolgt und sie allenthalben flach in das Gehänge hineinfallen sieht, würde man ohne Kenntnis der Verhältnisse bei Ponikve etc. nicht auf die Vermutung kommen, daß unmittelbar über ihnen, den Rücken bildend, der Hornsteindolomit lagert und als langes Band von einer Kuppe ober Modrea nach Osten zieht, bis er sich südlich von Podmelec in geringer Höhe über der Talsohle mit dem triadischen Hauptzuge von Grahovo—Tolmein vereinigt.

Wo das Einfallen des Dolomits beobachtet werden konnte, ist es nach Norden gerichtet, so daß eine scheinbar regelmäßige Überlagerung der oberen Kreide durch ihn stattfindet; ein kleiner Rest von Schiefern und Hornsteinkalken in der Ausbildung der Juraschichten des Bačagebietes ist südwestlich von Podmelec am Nordrande des Dolomitzuges erhalten. Hingegen gehören die Schieferzüge mit Breccienkalk, welche südlich von Lubinj gegen Podmelec ziehen, also den erwähnten Dolomitzug von der Hauptzone abspalten, den Kreideschichten an; ihr Fallen ist flach nördlich, entspricht folglich der Gesamtneigung des Plateaus, an welchem die obere Grenze der Woltschacher Kalke im Süden rund auf 600 *m*

Fig. 12.



Profil durch die untere Bača und das Plateau von Logarišce (1 : 50.000).

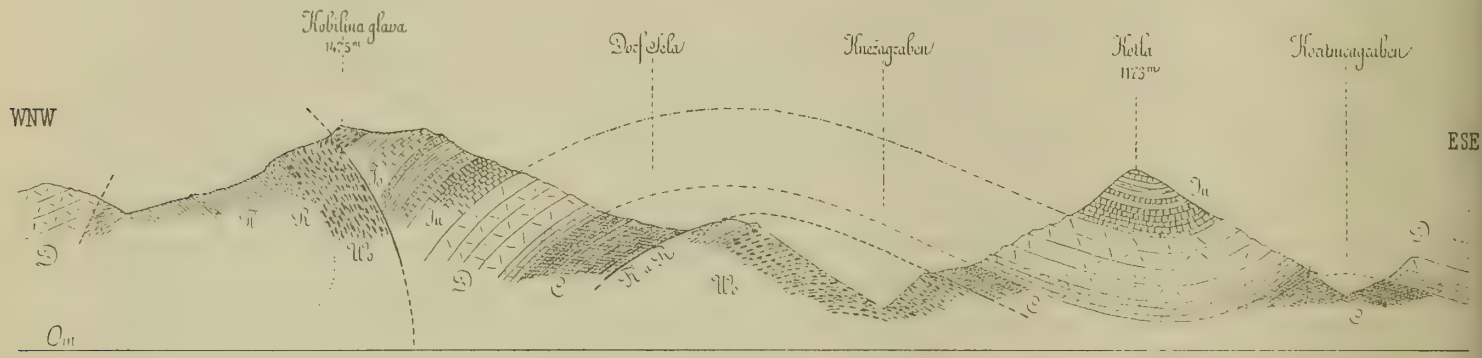
C = Amphiclinenschichten, *D* = Hornsteindolomit, *HD* = Hauptdolomit, *DK* = Dachsteinkalk mit Megalodonten, *Ti* = Tithon
Wo = Woltschacher Kalk, *R* = Radiolitenbreccien, *Fl* = Schiefer und Mergel der oberen Kreide, *di* = Diluvium.

Höhe ansteigt, während sie im Norden, sowohl auf der Bača- als auch auf der Isonzoseite zum Talboden herabsinkt.

Nach diesen Beobachtungen muß ich die Triaskuppen beiderseits der unteren Bača als Bestandteile eines durch Erosion zerstörten Überschiebungsrandes auffassen, dessen Verhältnisse große Ähnlichkeit mit jenen des Pöllander Gebietes aufweisen. (Comptes rendus, IX. Congr. géol. Vienne 1903, p. 507 bis 520.

Die Kirchheimer Störungszone ist also kein Vertikalbruch, sondern eine Überschiebung, an welcher von Norden her das Randgebiet der Julischen Alpen vorwärtsgedrängt wurde. Es sei hier noch auf die p. 71 erwähnte Tatsache verwiesen, daß auch in der Bahn-

Fig. 13.



Profil von der Kobilina glava durch den unteren Knežagraben zur Kotla (1 : 50.000).

C = Amphiclinenschichten, *D* = Hornsteindolomit, *Ju* = unterer Teil: *Jo* = oberer Teil der Lias-Juraserie, *Wo* = Woltschacher Kalk, *R* = Radiolitenkalk und Breccie, *Fl* = Schiefer der oberen Kreide.

trasse am Ostportal des Knežatunnels diese Überschiebung aufgeschlossen wurde; sie brachte hier den Hornsteindolomit entlang einer flach nordfallenden Kluftfläche in das Hangende des Woltschacher Kalkes, welcher sich vom Veitsbergplateau zur Talsohle herabzieht.

b) Der Bau des unteren Knežatales.

Noch eigenartiger sind die Erscheinungen, welche der untere Knežagraben schon in geringer Entfernung von der Station Podmelec der neuen Bahn bietet. Sobald der Zug von Hornsteindolomiten und Amphiclinenschichten am Talausgang verquert ist, tritt man in eine mächtige Schichtgruppe von Woltschacher Plattenkalken ein, über welchen sich die oberkretazischen Radiolitenkalke und Mergelschiefer des Tlake vrh (913 *m*) hinziehen, bis sie bei dem kleinen Orte Loja zur Grabensohle herabkommen. Untersucht man das östliche Talgehänge, so sieht man direkt über den steil abstürzenden Wänden des Woltschacher Kalkes die Sandsteine und Schiefer der Amphiclinenschichten, welche vom Dolomit der Kotla regelmäßig überlagert werden. Man kann die Amphiclinenschichten vom Ausgang des Knežatales in dieser Weise am Osthang weiter verfolgen, man sieht sie, immer in direktem Kontakt mit der Kreide, den Knežagraben queren und auf der Westseite über die bekannte Fossilienlokalität Selo in den Südhang der Kobilina ziehen, wo sie zwischen den Dolomiten zersplittern.

Die letzteren setzen aber die Umrandung fort, sie ziehen hinunter nach Podmelec, wo ein kleiner Ausläufer von ihnen ein Stück weit in das Kreidegebiet südwestlich des Tlake eindringt, und schließen endlich den Kreis um die eigentümliche Kreideinsel des unteren Knežabaches.

Wenn nicht die Altersbestimmung der hier in Frage kommenden Schichten, Kreide und Trias, sicher wäre, müßte man an eine kuppelförmige Auftreibung eines älteren Untergrundes denken. Die Profile am linken Knežahange lassen die Lagerung sehr schön erkennen; so sieht man zum Beispiel bei dem Weiler Tumlina die Woltschacher Kalke, welche als steile Wand zum Graben abstürzen, unter einem Winkel von 30° nach SO einfallen, darüber die gleichfalls bergwärts verflächenden dunklen Sandsteine und Schiefer der Amphiclinenschichten und als Abschluß die ruhig gelagerte Schichtmasse von Hornsteindolomit, welche auf der Kuppe die Lias-Juraschichten trägt.

Ich hatte die Verhältnisse am unteren Knežabach schon bei meinem ersten dortigen Aufenthalt im Sommer 1900 auffallend gefunden und erwähnte sie in »Verhandlungen« 1901, p. 108.[1] Weil ich aber damals in Übereinstimmung mit der alten Karte auch die Schichten der Lias-Jurareihe, welche den Dolomit überlagern und Breccienbänke enthalten, noch zur Gruppe der unterkretazischen Woltschacher Schichten rechnete, war es nicht möglich, zu einer bestimmten Vorstellung über die Lagerungsverhältnisse zu kommen und der betreffende Passus schließt mit den Worten: »Wenn hier die Kreide wohl schon ursprünglich in abnormaler Weise auf der Trias gelegen sein dürfte, weisen doch derartige Verhältnisse darauf hin, daß die Grenze durch spätere Dislokationen sehr stark modifiziert wurde.«

Der Nachweis einer mächtigen Schichtgruppe von Jurabildungen, deren konkordanten Abschluß die Woltschacher Kalke überall im Porezen-Kobilinagebiete bilden, vergrößert nun den tektonischen Abstand zwischen der Kreideinsel der Knežaschlucht und ihrer Triasumrandung, welche noch dazu mit ihren älteren Schichten an sie herantritt, sehr erheblich und andrerseits ergänzt sich das Bild durch die Entdeckung der außenliegenden Triaskuppen in den Kreideplateaus der unteren Bačaregion.

Nach meinen Beobachtungen kann ich für die letzteren ein Durchstechen durch ihre Umgebung nicht als Erklärung annehmen; noch weniger aber scheint mir der entgegengesetzte, dabei aber räumlich ganz benachbarte Vorgang, nämlich ein propfenartiges Einsinken der Kreideinsel des Knežabaches, in den Bereich der geologischen Möglichkeiten zu gehören, besonders da die Aufschlüsse eine Verbreiterung der jüngeren Schichten gegen die Tiefe andeuten.

Ich komme daher zum Schlusse, daß die beiden Erscheinungen: das Auftreten von Triasresten auf den Plateaus an der unteren Bača und der Kreideinsel in der Knežaschlucht der Ausdruck der gleichen Erscheinung sind und den Beweis liefern, daß die Schichtmasse der Julischen Alpen nicht unbeträchtlich über das zum Hochkarst gehörige Terrain vordrang, daß wir also im Knežagraben die Kreide infolge Durchwaschung einer aufgeschobenen Triasplatte aufgeschlossen sehen.[2]

Was wir heute vor uns haben, kann übrigens, wie es auch in anderen Fällen zutrifft, nicht die unveränderte Überschiebungsfläche sein, denn die Kreide bildet inmitten des Triasringes ein Gewölbe, welches an jenes der unteren Bača erinnert, und ihr Rand beschreibt auf der Nordwestseite jenen Bogen, welcher auch im Schichtkopf der Kobilina und im Abbruch der Antiklinale von Perbla zum Ausdruck kommt. Die Bloßlegung der Kreide hängt also wohl damit zusammen, daß hier durch eine Aufbiegung der ganzen Schichtmasse die unter der Überschiebungsfläche liegende Partie in ein höheres Niveau gelangte als an anderen Stellen, zum Beispiel im Koritnicatal, wo nach der ganzen Lage der Dinge eine Fortsetzung der letzteren zu erwarten ist; nur hat dort die Erosion die Unterlage der Amphiclinenschichten nicht bloßgelegt. Der scharfe Verlauf und die verhältnismäßig tiefe Lage des Triasstreifens, welcher bei Kneža den südlichen Abschluß der Kreideenklave bildet und die Kirchheim-Tolmeiner Linie so deutlich zum Ausdruck bringt, dürfte mit ähnlichen Brüchen zusammenhängen, wie sie bei Tolmein die Teilung des Triasdolomits verursachen.

---

[1] »Infolge dieses eigentümlichen Verlaufes der Kassianer Zonen und der sie begleitenden Hornsteindolomite wird am unteren Knežabach eine große, aus gefälteltem Woltschacher Kalk sowie wechsellagerndem Rudistenkalk und Flyschbänken bestehende Gebirgspartie von einem ganz geschlossenen Ring der Triasschichten umgeben. Sehr hübsch sind die Aufschlüsse am Knežabache selbst, wo in der Tiefe der Schlucht die stark gestörten Kreidebildungen anstehen, während darüber (am Ostgehänge) eine Terrasse der Kassianer Schichten und das steile Gehänge der Hornsteindolomite zu beobachten sind.«

[2] Die Entfernung der nördlichen Grenze der Kreideentblößung im Knežagraben vom Südrand der Scholle von Ponikve beträgt über 6 Kilometer.

Das Störungsbündel von Kirchheim.

(Fortsetzung der Überschiebungserscheinungen des unteren Bačatales.)

Wenn man vom Bačatal, welches bei Grahovo in die Überschiebungszone eintritt, nach Osten, gegen Bukovo ansteigt, befindet man sich in der breiten, von Aufragungen dunkler Kalke unterbrochenen Zone sandig-schiefriger Amphiclinenschichten. Am Südrand beobachtet man eine Partie von stark zerdrücktem Dolomit, welcher beim Bahnbau an Stelle des im Bačatal seltenen Sandes Verwendung zur Bereitung von Zementmörtel fand und daher am Hange zwischen Grahovo und Bukovo besonders abgebaut wurde. Interessant ist eine große glatte, zirka 50° NNO fallende Kluftwand, welche bei diesen Arbeiten freigelegt wurde; sie verrät wohl die Nähe der Grenzstörung gegen die vom Tale heraufziehenden Woltschacher Plattenkalke, deren NNO fallende Schichten noch vor Bukovo mit dem sie scheinbar überlagernden Triaszuge zusammentreffen.

Die Region der Woltschacher Plattenkalke hat hier die Gestalt eines Keiles, dessen Südkante verschiedene Schichtstufen des Veitsbergplateaus, von der schmalen Jurazone im Westen bis zum massigen Schlerndolomit im Osten, schräg abschneidet, bei Bukovo aber gänzlich ausspitzt, so daß von diesem Ort an die dunkle Schiefer-Sandsteinzone am Fuß der Koica sich unmittelbar über dem weißen Dolomitterrain des Idricagebietes erhebt. Die durchwegs im Landschaftsbild mit seltener Schärfe ausgeprägte Grenze läuft über das Dorf Koica in der Richtung nach Zakriž und begleitet daher auf lange Strecke den viel benutzten, von Stur geschilderten Bergweg zwischen Kirchheim und dem Bačatal. Vor Zakriž beginnt die Komplikation der geologischen Verhältnisse.

Während die Dislokation am Nordrande des Triasgebietes der Idrica (Plateau: Veitsberg, Ravne) noch die OSO-Richtung beibehält, welche schon von Karfreit an durch ihre Konstanz auffällt, biegt die Zone von Amphiclinenschichten, welche bisher an sie geknüpft war, entlang des Porezenabfalles nach ONO um, und in dem so entstehenden Gebirgswinkel von Kirchheim schieben sich neue Gesteinszüge ein. Im Großen herrschen hier ältere Bildungen vor als im Abschnitt westlich von Bukovo — denn von lokalen Abweichungen abgesehen — hebt sich das allgemeine Schichtenniveau in der Richtung nach O und SO langsam empor. Im Süden kommen auf diese Weise unter dem Dolomitgebiet der Idrica die Schichten der unteren Trias und des Perm zu Tage, von welchen bei Kirchheim durch einen Karbonsattel ein kurzer Gegenflügel, der NNW fallende Komplex des Skofie vrh abgetrennt wird. Am Nordfuß dieses Berges reicht aus dem weit ausgedehnten paläozoischen Terrain von Eisnern—Davča eine Zone dunkler Grauwacken und Tonschiefer herein, aber nicht als normale Unterlage, sondern als stark gestörte Aufbruchregion. Es ist in dem weichen, vegetationsreichen Terrain des Kirchheimer Talkessels selbst bei wiederholten Touren kaum möglich, alle Details dieser merkwürdigen Verhältnisse richtig zu erfassen, aber die wesentlichsten Züge treten doch deutlich hervor.

Während auf der krainischen (SO)-Seite der nordwestfallenden Schichtplatte des Skofie vrh die älteren Grauwackenschiefer das Karbon begleiten und im allgemeinen unter dieses einfallen, sieht man sie im Talboden und am rechten Hange des oberen Kirchheimer Tales als scharfe nördliche Begrenzung der Werfener Schiefer erscheinen und von diesen abfallen. Stellenweise treten an der Grenze auch noch Partien von Grödener Sandstein, sowie von dunklen, zertrümmerten Dolomiten und Kalken auf (wohl Bellerophonkalk), welche gegen die Grauwacken verflächen und an der Verwerfung geschleppt sein dürften. Bei Kirchheim dringt eine Zunge dunkler Grauwackenschiefer von W herein und spaltet von der Gesteinsmasse des Skofie vrh einen schmalen Ausläufer ab, in welchem die Zertrümmerung ihren Höhepunkt erreicht. Man findet hier, nordwestlich vom Orte, eine isolierte Partie der leicht kenntlichen schwarzen, glimmerigen Karbonschiefer, kleine Kuppen von Dolomiten und dunklen Kalken (wohl Perm), vielleicht auch Reste von

Werfener Schiefern und Spuren von Grödener Quarzsandsteinen auf engem Raum derart zusammengedrängt, daß eine Darstellung auf der beigegebenen Karte nur schematisch möglich ist. In Kontakt mit diesem zerrissenen Gesteinskomplex ragen Kuppen von gelbbraunem, stark zerdrücktem Kieselgestein auf, welches von Serizithäutchen durchflochten ist und dann lokal in fettig glänzende, grünlichweiße Serizitschiefer übergeht, welche sich wie Sedimente verhalten. Die zahlreichen Feldspatkristalle, welche in den weniger zertrümmerten Partien noch deutlich erhalten sind, zeigen, daß man es mit dynamometamorphem Felsitporphyr zu tun hat, während südlich der Bruchlinie auf der nahen Kuppe von Ravne die gleichen Gesteine noch in normaler Ausbildung vorliegen. Auch im Dorfe Labinje und Poljane, nordöstlich von Kirchheim, fand ich inmitten des Grauwackenterrains die stark gequetschten und serizitischen Felsitporphyre anstehend, konnte aber auch hier Partien beobachten, welche die ursprüngliche Beschaffenheit sehr gut zeigen.

Wenn man durch die Zone dunkler Grauwackensandsteine und Schiefer nördlich von Kirchheim gegen den Porezen steigt, fällt ein langgestreckter, ONO streichender Zug splittriger, weißer und grauer Kalke auf, welche sehr schroffe Felsformen bilden und die ganze Kuppe der Drnova (1005 *m*) zusammensetzen. Ein kleiner Denudationsrest liegt auch westlich von Zakriž.

Ich faßte bisher diese Gesteine übereinstimmend mit Stur als eine in den Grauwacken eingeklemmte Synklinale palaeozoischer Kalke auf (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1904, p. 93). Die Hauptmasse ist fossilleer, aber bei der heurigen Wiederholung der Begehungen gelang es mir, in grauen Kalken, welche sich am Westende des Zuges und am Nordrande des mittleren Abschnittes mit dem lichten Komplex verbinden, Keulen von *Cidaris* aufzufinden, wie sie zum Beispiel an den Kalkaufragungen innerhalb der Kassianer Zone bei der Eisenbahnbrücke von Grahovo auswittern.

In der Gesteinsbeschaffenheit sind die fossilführenden Stellen einander sehr ähnlich. Auch eine Anzahl von anderen kleinen Kalkpartien, welche besonders zwischen Labinje und dem Porezenabfall verstreut sind, gewinnt dadurch eine andere Bedeutung.

Solange ich den Kalk der Drnova für paläozoisch hielt, betrachtete ich sie gleichfalls als Bestandteile der alten Grauwackenserie, um so mehr, als ja 7 *km* weiter östlich, am Westfuße des Blegaš, Kalke mit *Cyathophyllum* in Verbindung mit der letzteren auftreten. Die enge Vergesellschaftung und petrographische Übereinstimmung der oben erwähnten Kalklappen mit den Cidaris führenden Stellen zwingt mich jetzt, sie gemeinsam mit diesen in die Trias zu ziehen, wenn auch die Frage des Verhältnisses zwischen den Amphiclinenschichten der Porezenbasis und den Grauwacken dadurch erheblich kompliziert wird.

Ich habe wiederholt die Schwierigkeiten hervorgehoben, auf welche eine exakte Abtrennung der ersteren stößt. Allerdings findet man in den Sandsteinen und Tonschiefern der Amphiclinenschichten des Bačagebietes nicht die eigentümlichen dunklen, durch Serizitflasern und Häutchen ausgezeichneten Grauwacken, welche in dem großen paläozoischen Terrain des Davčagebietes überall verbreitet sind; wo aber beide Gesteinskomplexe zusammentreffen, wie am Südfuße des Porezen, schwankt man auch nach häufiger Wiederholung der Touren bezüglich der Lage der Grenze. Vorübergehend dachte ich nach Entdeckung des triadischen Alters der erwähnten Kalkpartien an die Möglichkeit, daß auch die serizitischen Grauwacken zwischen ihnen und den Amphiclinenschichten noch als »Pseudogailtalerschichten« zur Trias gehören, aber auch diese Lösung ist nicht denkbar, wenn man die Verteilung der Gesteinsgruppen berücksichtigt.

Die nördlich des Kalkzuges der Drnova anstehenden Grauwacken schließen sich an beiden Enden dieser Zone mit dem südlichen Komplex zusammen, welcher die eigentümlichen Aufbruchserscheinungen im Kirchheimer Tale zeigt; ferner ist der Zusammenhang mit dem paläozoischen Hauptgebiete von Davča nicht abzuleugnen.

Auch die Lagerungsverhältnisse der Kalke sprechen gegen die Annahme des erwähnten Erklärungsversuches. Die Cidariskalke des Bačatales werden nicht von Grauwacken, sondern von braunen Sandsteinen (zum Teil mit Pflanzenspuren) und Schiefern der Amphiclinenschichten überlagert, der Kalk-

zug der Drnova aber samt seinen Gefährten ist von den letzteren Bildungen durch die Grauwacken getrennt. Interessant ist es, daß am Einschnitte des Zapoškabaches [1], in der Grenzregion zwischen dem Grauwackengebiete und den Gesteinen der Amphiclinenschichten, also dort, wo die Zone der Cidariskalke zu erwarten wäre, einzelne blockartige Partien dieses Gesteins (mit Cidaris und Korallen) zu beobachten sind, zwischen denen sich zerquetschte, stark gewundene Tonschiefer durchziehen. Man hat es also am Südfuße des im oberen Teile so einfach gebauten Porezen mit Verhältnissen zu tun, deren Deutung große Schwierigkeiten bietet.

Wenn es auch plausibel ist, daß die Amphiclinenschichten über die älteren Triasschichten hinweg auf die Grauwacke transgredieren können, so läßt sich die Lagerung des reinen Kalkzuges der Drnova nicht durch eine Transgression erklären, am wenigsten in diesem Terrainabschnitte, dessen heftige Störungen durch die Zerreißungen am Rande des Skofie vrh und durch zerquetschte Porphyrmassen klar vor Augen treten.

Nach meiner Ansicht sind die Kalkzüge der Drnova etc. durch Überschiebung in ihre heutige Lage gekommen. Selbstverständlich fällt es dann schwer, die heutige Südgrenze der Porezentrias als einfache Transgressionsbasis der Amphiclinenschichten zu betrachten, auch wenn ursprüngliche Unregelmäßigkeiten der Ablagerung vorliegen, auf welche die eigenartige Materialbeschaffenheit in der »Pseudogailtaler« Region der Trias hinzuweisen scheint.

Der Porezen steht in einem ähnlichen Verhältnisse zu seiner paläozoischen Unterlage wie der Wocheiner Kamm bei Zarz, [2] es wiederholen sich überall die Erscheinungen eines intensiven Gebirgsdruckes gegen Süden. Der direkte Zusammenhang zwischen dem Porezen und dem letztgenannten Gebirgsabschnitte ist durch die Schuppen des oberen Bačagebietes unterbrochen, der Rand der Julischen Alpen springt dort in sehr spitzem Winkel zurück, eine Erscheinung, welche sich nördlich von Eisnern nochmals, wenn auch weniger auffällig, wiederholt. [3]

Es drängt sich die Frage auf, wo wir in dem komplizierten Störungsgebiete von Kirchheim die Fortsetzung der an der unteren Bača beobachteten Verhältnisse zu suchen haben. Die geradlinige Dislokation Karfreit—Tolmein—Bukovo zieht gegen Kirchheim selbst; die Aufschiebung der Grauwacken auf die triadischen und permischen Bildungen des Idrica—Cirknicagebietes gehört dieser Zone an. Andrerseits aber spielen sich im Hangenden der Grauwacke die Überschiebungserscheinungen der Drnova etc. ab, welche gleichfalls im Zusammenhange mit den Bewegungen des Bačagebietes stehen müssen. Möglicherweise wird die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Fortsetzung der Überschiebung von Ponikve ausschließlich am Fuße des Porezen und über der Grauwacke zu suchen sei, während die Kirchheimer Linie unterhalb der Hauptüberschiebung die Grenze zwischen dem Paläozoikum und dem Triasterrain der Idrica bilde. Damit würde der zu den Julischen Alpen gehörige Komplex des Porezen und des Wocheiner Kammes von seinem Untergrunde scheinbar losgelöst.

Ich muß aber hervorheben, daß es sich auch nach dieser Annahme nur um Randüberschiebungen, keineswegs aber um eine »Überfaltungsdecke« handeln würde, welche ortsfremd auf dem paläozoischen Untergrund aufliegt; der Gegenflügel des letzteren kommt ja am nördlichen Schichtkopf der Julischen Alpen als die normale Unterlagerung der Triasplatte zum Vorschein. [4]

---

[1] Der kleine Aufschluß liegt an der Sägemühle bei Gorje.

[2] Auch weiter östlich fand Teller analoge Verhältnisse: Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1906, p. 16 (im Jahresberichte des Direktors).

[3] Vergl. die Mitteilung von F. Teller, ibid 1907.

[4] Am leichtesten läßt sich die normale Auflagerung in dem von G. Geyer kartierten Blatte Oberdrauburg—Mauthen verfolgen (vergl. in den Erläuterungen zur Karte die Bemerkungen über die Lagerung der permischen Basis des Triasgebirges.)

Sowohl aus diesem Grunde, als auch wegen der engen Verknüpfung der genannten Störungen untereinander kann ich nur zur Annahme kommen, daß bei Kirchheim die paläozoische Unterlage gemeinsam mit ihrer Auflagerung gegen Süden gepreßt wurde:

Der Druck wurde nicht an einer einzigen Fläche weitergeleitet, sondern er löste sich infolge der Widerstände und der Sprödigkeit des Materials durch zahlreiche Einzelbewegungen aus, welche das Gebirge oberflächlich in Schuppen zerlegten. Dieser Typus der tektonischen Anlage, welcher seit langem als maßgebend für die Struktur der nordöstlichen Alpen angenommen wurde, kommt in dem hier besprochenen Gebiete besonders klar durch die Störungsbündel des oberen Bačatales und der Kirchheimer Gegend zum Ausdruck. (Vergl. Profil 2 auf Tafel I.)

In den Monatsberichten der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 59, 1907, Nr. 8/9 erschien eine Notiz von Prof. G. Steinmann: »Alpen und Apennin«, in welcher der Standpunkt vertreten wird, daß die Lagerungsverhältnisse in den Südalpen von jenen der zentralen und nördlichen Teile des Gebirges prinzipiell abweichen und sich auf Vertikalbewegungen (»Hebung mit oder ohne nachfolgendes Einsinken«) zurückführen lassen; die Existenz von echten Überschiebungen wird bezweifelt. — Für das hier behandelte Gebiet und seine Fortsetzung ist diese Auffassung gewiß nicht zutreffend.

Die Beziehungen der Tolmein—Kirchheimer Störungszone zur Pöllander Überschiebung.

Die altpaläozoischen Grauwacken, welche bei Kirchheim den Skofie vrh in der auf p. 94 beschriebenen Weise umklammern, stoßen östlich dieses Berges gemeinsam mit dem Karbon seiner Unterlage an den Hauptdolomit des Kopačnicatales,[1] ziehen dann um die stark zusammengepreßte, gleichfalls obertriadische Masse des Blegaš und bilden jenseits desselben die Basis der Schichtenmasse, welche in der Pöllander Gegend auf weite Erstreckung dem Triasgebiete von Oberlaibach aufgeschoben ist.

Wie ich aber in meinem Artikel über dieses Gebiet (IX. Congres géologique internationale, Vienne 1903, p. 517) kurz andeutete, rollt eine Diskussion der tektonischen Stellung dieses Gebietes Fragen auf, die mit dem Bau der Sairach—Idrianer Gegend und des zugehörigen Ternowaner Plateaus zusammenhängen und daher ein weiteres Ausgreifen verlangen.

Ich habe mich, dem Zwecke der vorliegenden Arbeit entsprechend, auf jene Probleme beschränkt, welche das südliche Randgebiet der Julischen Alpen bietet, während die anderen Fragen besser im Anschlusse an die Veröffentlichung des ganzen Kartenblattes Bischoflack—Idria zu besprechen sind.

Bemerkungen über das Alter der gebirgsbildenden Bewegungen.

Nach allen bisherigen Untersuchungen sind Ablagerungen der Kreide und des Eozän den Gebirgen des oberen Savetales, sowie den Steineralpen fremd. Die im Isonzotal beobachtete litorale Ausbildung der Rudistenschichten, ferner die Transgression des Eozänflysch gegenüber den letzteren spricht also dafür, daß schon Bodenbewegungen von jungmesozoischem Alter auf die erste Anlage dieses Teiles der Kalkalpen Einfluß genommen haben. Wenn wir aber bloß die Dislokationen ins Auge fassen, welche im gegenwärtigen tektonischen Bild unmittelbar hervortreten, so kommt für das hier behandelte Gebiet nur die Zeit nach Ablagerung des Mitteleozän in Betracht, denn das letztere ist gemeinsam mit der oberen Kreide durch die Überschiebungen und normalen Verwerfungen am Südrand der Julischen Alpen

[1] Der westlichste Keil dieses Vorkommens reicht noch in die Karte herein, während der östliche Abschnitt bereits in der Darstellung des Pöllander Überschiebungsgebietes (IX. Congr. géol., Vienne 1903), Taf. I, enthalten ist.

noch betroffen worden, dasselbe gilt auch bezüglich ihres Verhältnisses zur Frattura periadriatica und zum Resiabruche auf italienischem Gebiete, wodurch eine annähernde untere Grenze für die Hauptstörungen dieses Alpenabschnittes gegeben ist.

Von besonderer Wichtigkeit für die genauere Beurteilung der wichtigsten Faltungsphasen ist das Erscheinen der oberoligozänen Süß- und Brackwasserschichten, welche das Talbecken von Wocheiner Feistritz ausfüllen. Da sie mit zum Teil sehr mächtigen Basalkonglomeraten unmittelbar auf den Dachsteinkalken liegen, war schon zur Zeit ihrer Bildung die Lias-Juraserie, welche einerseits den Südabsturz des Gebirges begleitet, andrerseits auf dem Poklukaplateau (nördlich der Wochein) verbreitet ist, auf weiten Strecken durchwaschen. Es müssen im oberen Savegebiet bereits große Terraindepressionen mit Süßwasserseen und brackischen Meeresbuchten bestanden haben, in welche gröberer und feinerer Detritus aus der unmittelbaren Umgebung zusammengetragen wurde. Es war also schon vor dem Oberoligozän eine Gebirgsanlage geschaffen, welche wenigstens in Bezug auf die Oberflächenverteilung der jungmesozoischen Sedimente manche Analogien mit der heutigen besitzt.

Wiederholt wurde darauf hingewiesen, daß auch das marine Mitteloligozän des Savegebietes, welches allerdings in der Wochein nicht bekannt ist, unter ähnlichen Lagerungsverhälnissen auftritt wie die jüngere Abteilung, daß es aber vor Ablagerung der letzteren bereits stark durch Denudation gestört war, also auch gegen oben durch eine Diskordanz begrenzt ist.

Das Oberoligozän der Wochein ist noch gefaltet, stellenweise sogar steil eingeklemmt; ferner sind im Haupttale der Save auch die mediterranen und sarmatischen[1] Schichten des Miozän noch von der Faltung intensiv betroffen worden. Die obere Grenze der uns vorliegenden wichtigeren Gebirgsbildungsphasen fällt also wohl in das Pliozän.

Innerhalb dieses weiten Intervalls zwischen Mitteleozän und Pliozän haben sich also verschiedene Bewegungen ereignet, wie aus der ungleichartigen Verbreitung von Mittel- und Oberoligozän, sowie aus der häufigen Diskordanz zwischen letzterem und den Mediterranschichten zu ersehen ist; es ist daher undenkbar, in einem Gebirgsabschnitte, welcher nicht alle diese Stufen enthält, eine genaue zeitliche Fixierung der Störungen zu geben. Für die tertiären Dislokationslinien kommt im Tunnelgebiet nur die Einteilung in prä- und in postaquitanische in Betracht; aber auch da ist es nicht möglich, diese Einteilung auch praktisch durchzuführen.

Wenn man die oben betonte Lagerung des Tertiärs der Wochein berücksichtigt, dann wird man zur Vermutung gedrängt, daß die wichtigsten tektonischen Züge, welche die Abgrenzung der Hauptzonen bedingen, bereits bestanden.

Es müssen also mindestens die Bewegungen, welche schließlich zur Überschiebung einzelner Gebirgsteile führten, schon vor dem oberen Oligozän begonnen haben; möglicherweise besitzen aber auch die Überschiebungen selbst dieses hohe Alter, ähnlich wie die mit ihnen in Beziehung stehende Pöllander Überschiebung, welche wahrscheinlich in das Paläogen zu versetzen ist.[2] Für eine relativ frühe Entstehung der Überschiebungen spricht der Umstand, daß ihr Verlauf vielfach Störungen aufweist, welche nur durch spätere Bewegungen ungezwungen zu erklären sind; vielleicht hängt damit auch die Steilstellung einzelner Überschiebungsflächen im Profil des Wocheiner Tunnels zusammen.

Eine tektonisch wichtige Eigenschaft des Überschiebungsrandes der Julischen Alpen ist noch hervorzuheben. Vom Fellagebiet bis zum Porezen und weiterhin auch am Fuße der Jelovca (mehr als 70 *km*) überschneiden mit geringen Niveauschwankungen die oberen Stufen der Triasmasse die ver-

---

[1] Nach F. Teller, Erläut. zum Blatt Pragerhof-Windisch-Feistritz, p. 120, ist im Tertiär bei Luxendorf (Draugebiet) eine gut ausgesprochene Diskordanz zwischen sarmatischen Schichten und Kongerientegeln vorhanden.

[2] F. Kossmat: Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes Rendus, IX. Congr. géol. internat, Vienne 1903, p. 520.

schiedensten Bildungen der südlichen Vorlage, vom Eozän im Westen angefangen bis zur altpaläozoischen Grauwacke im Osten.

Letztere muß hier schon früher eine relativ hohe Lage besessen haben; die Unterschiede in der mesozoischen Schichtentwicklung ihrer Nord- und Südflanke lassen sich damit in Einklang bringen. Ein schwacher Ausläufer dieser Wölbung mag auch die ungleiche Ausbildung der Jura-Kreideschichten beiderseits der westlichen »Frattura periadriatica« veranlaßt haben (vergl. p. 16). Es ist wahrscheinlich, daß eine derartige Schwelle zwischen zwei Regionen mehr geschlossener Sedimentation bei nachträglicher starker Faltung am ehesten eine Zerreißung gestattet.

Schlußbemerkungen.

Die Gegend, welche vom Wocheiner Tunnel und der anschließenden Bahnstrecke durch das Bačatal geschnitten wird, gehört dem Südrand der Julischen Alpen, also dem Hauptstamm der südlichen Kalkzone an. Das Auflagerungsverhältnis zur alten Unterlage, welche hier als Gegenflügel zum paläozoischen Gebirge der Nordseite (Karawanken) zutage tritt, ist kompliziert durch Überschiebungserscheinungen, welche durch einen energischen Gebirgsdruck gegen Süden ausgelöst wurden.

Die Vorberge des Wocheiner Kammes, also die Hügel des Bačagebietes, stellen eine randliche Muldenregion dar, welche weiter westlich noch vor dem Felladurchbruch gänzlich im südlichen Teil der Julischen Alpen aufgeht, tektonisch also zu ihnen gehört. Das komplizierte Störungsbündel, welches den Südrand des Wocheiner Kammes auszeichnet und im Tunnelprofil sehr charakteristisch aufgeschlossen ist, stellt also nichts anderes dar, als eine Zerreißung des nördlichen überkippten Muldenrandes, wird aber im oberen Bačagebiet besonders auffällig dadurch, daß auch der paläozoische Untergrund emporgeschleppt ist, aber von den nördlicheren Schuppen überschnitten wird und daher gegen Westen definitiv verschwindet.

Die tektonische Südgrenze der Julischen Alpen wird durch die Störungszone Tolmein—Kirchheim gebildet, welche an der unteren Bača durch schöne Aufschlüsse als eine Überschiebungsregion von großer Intensität gekennzeichnet ist. Sie ist identisch mit der Frattura periadriatica (Barcis—Karfreit) des Fella- und Natisonegebietes und bildet wie sie die geologische Grenze zwischen den Julischen Alpen und den Randzonen. Letztere gehören tektonisch bereits zum Karst-, also zum dinarischen Gebirgssystem, dessen charakteristisches, NW—SO gerichtetes Hauptstreichen bereits im Idricatal vollkommen zum Ausdruck gelangt.

Ein Gegensatz zu dem Strukturtypus der nördlichen Kalkalpen läßt sich für das Gebiet nicht erweisen. Die Südüberschiebungen des letzteren stehen den Nordüberschiebungen, welche man auf der Gegenseite des Gebirges innerhalb der östlichen Kalkalpen beobachtet, vollkommen vergleichbar gegenüber; das Zusammenfallen des Verlaufes junger tektonischer Zonen mit Faziesverschiedenheiten bildet hier wie dort ein häufiges Merkmal des Baues; aber es verdient hervorgehoben zu werden, daß in dem hier behandelten Terrain manche auffällige Veränderungen in der mesozoischen Schichtreihe, welche anderwärts, teilweise sogar in Nachbargebieten, Merkmale verschiedener Gebirgsabschnitte zu bilden scheinen, die tektonische Grenzlinie überspringen und sich innerhalb einheitlicher Faltenkomplexe auf engem Raume vollziehen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
Einleitung	1	[41]
I. Abschnitt:		
Die geologische Lage des Wocheiner Tunnels	4	[44]
II. Abschnitt:		
Stratigraphie der Umgebung des Wocheiner Tunnels.		
Paläozoische Schichtreihe im Gebiete der Selzacher Zeyer	6	[46]
Jüngeres Paläozoikum und Trias im Gebiete der Zeyer und Idrica	7	[47]
Trias der Wocheiner Kammes und der südlichen Jelovca.		
a) Ladinische Stufe und Kassianer Schichten	8	[48]
b) Dachsteinkalk	9	[49]
Trias der Porezenzone.		
a) Kalke der Esinofazies	10	[50]
b) Amphiclinenschichten (Kassianer Stufe)	10	[50]
c) Hornsteindolomit der oberen Trias	11	[51]
Serie der kieselreichen Kalke und Schiefer (zum Teil Radiolarite).		
1. Lias-Jura	12	[52]
2. Woltschacher Kalk (wahrscheinlich = untere Kreide)	16	[56]
Hauptgruppe der oberen Kreide	17	[57]
Obersenon-Eozän?	20	[60]
Oberoligozän	21	[61]
Jüngere Kontinentalablagerungen.		
a) Nagelfluh von Ravne	21	[61]
b) Moränen und Diluvialterrassen	22	[62]
c) Schutt und Alluvium	23	[63]
III. Abschnitt:		
Der Wocheiner Tunnel	26	[66]
1. Nordhälfte.		
A. Die Quartär- und Tertiärzone (Tunnelmeter 0—1600 N)	28	[68]
B. Die Dachsteinkalkzone (Meter 1600—2852 N)	31	[71]
C. Die jurassischen Bildungen des Nordflügels der Randzone (mit Dachsteinkalkaufbruch) (Meter 2852—3300 N)	35	[75]
2. Südhälfte.		
A. Kreidezone (Meter 0—1282 S)	38	[78]
B. Paläozoische Aufbruchzone (Meter 1282—1995 S)	41	[81]
C. Überkippte Jurabildungen am Rande des Dachsteinkalkgebirges (Meter 1995—3034 S [3300 N])	42	[82]
IV. Abschnitt:		
Mitteilung von Ing. Max v. Klodič: Die Temperatur- und Wasserverhältnisse im Wocheiner Tunnel nebst einigen Bemerkungen über das Auftreten von Bergschlägen	47	[87]

Seite

V. Abschnitt:

Die geologischen Vorstudien im Gebiete des Wocheiner Tunnels . . . . . 53 [93]

VI. Abschnitt:

Die Südrampe des Wocheiner Tunnels von Podbrdo bis St. Lucia—Tolmein . . . . . 64 [104]

VII. Abschnitt:

Die tektonischen Verhältnisse am Südrande der Julischen Alpen und ihre Beziehung zum Tunnelprofil.

Der Wocheiner Gebirgskamm und seine Südabdachung . . . . . 75 [115]

Das Dachsteinkalkgebirge . . . . . 75 [115]

Zug der Kobla . . . . . 77 [117]

Verhältnis des Dachsteinkalkgebirges zur paläozoischen Unterlage . . . . . 78 [118]

Verhältnis der paläozoischen Region zum Nord- und Ostrand des Porezen . . . . . 79 [119]

Die Porezenzone und ihre Spaltung durch den Diagonalsattel Jesenica—Obloke—Perbla . . . . 80 [120]

Die Kreidemulde Kobilina glava—Tolminkatal . . . . . 83 [123]

Der Rand der Kreidemulde bei Tolmein . . . . . 84 [124]

Das Verhältnis der Julischen Alpen zum Hochkarst.

Die geologische Südgrenze der Julischen Alpen . . . . . 85 [125]

Das Gebiet südlich der Linie Tolmein—Bukovo—Kirchheim . . . . . 87 [127]

Die Überschiebungserscheinungen in der Störungszone Tolmein—Kirchheim . . . . . 88 [128]

Das Störungsbündel von Kirchheim . . . . . 94 [134]

Die Beziehungen der Tolmein—Kirchheimer Störungszone zur PöllanderÜberschiebung . . . . 97 [137]

Das Alter der gebirgsbildenden Bewegungen . . . . . 97 [137]

Schlußbemerkungen . . . . . 100 [140]

Tafel I.

Tafel I.

Fig. 1.

Profil durch den Wocheiner Tunnel.

1 : 12500.

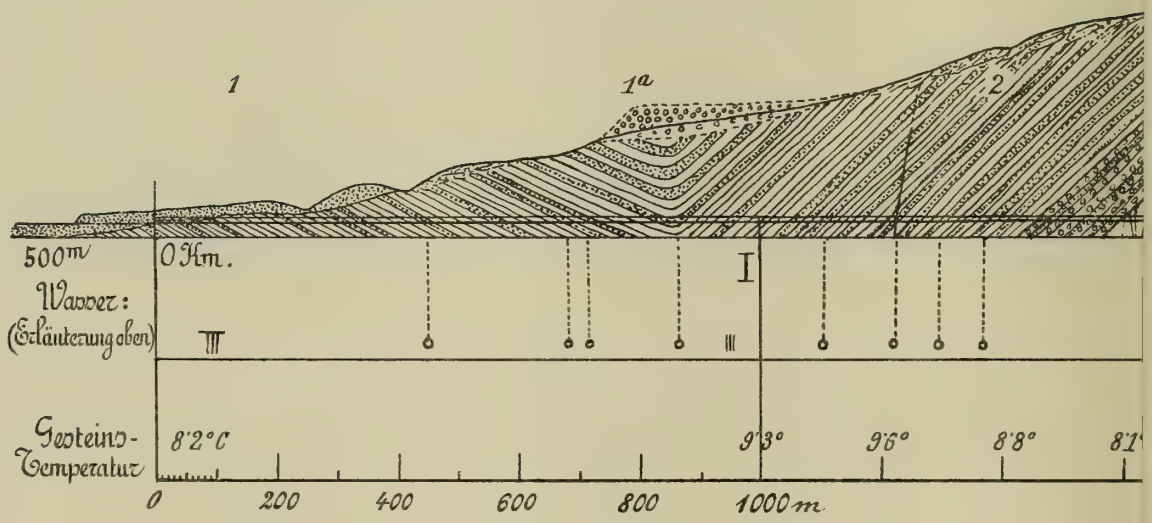
Tertiär und Diluvium	1. Terrassenschotter.
	1 *a*. Ältere fluviatile Terrasse von Ravne.
	2. Mulde von oberoligozänen (aquitanischen) Süßwasserschichten.
	3. Basalkonglomerate des Oberoligozän.
Dachsteinkalk	4. Dichte Dachsteinkalke.
	5. Zone der Breccienkalke.
	6. Oolithe.
Normal gelagerte Jurazone	7. Hornsteinkalke.
	7'. Crinoidenkalke in Verbindung mit Hornsteinkalk.
	7''. Dunkle Schiefer in Wechsel mit Hornsteinkalken.
Dachsteinkalk.	8.
Überkippte Jurazone	9. Kalkzone der Kobla (mit einem schmalen Dolomitband).
	9'. Kalkschiefer.
	10. Ton- und Kieselschiefer.
	11. Hornsteinkalk.
	11 *a*. Ton- und Kieselschiefer im Wechsel mit Hornsteinkalk.
Paläozoischer Aufbruch.	12.
Kreide	13. Nordflügel der oberen Kreide von Podbrdo.
	14. Antiklinale von Woltschacher Kalk.
	15. Südflügel der oberen Kreide von Podbrdo.

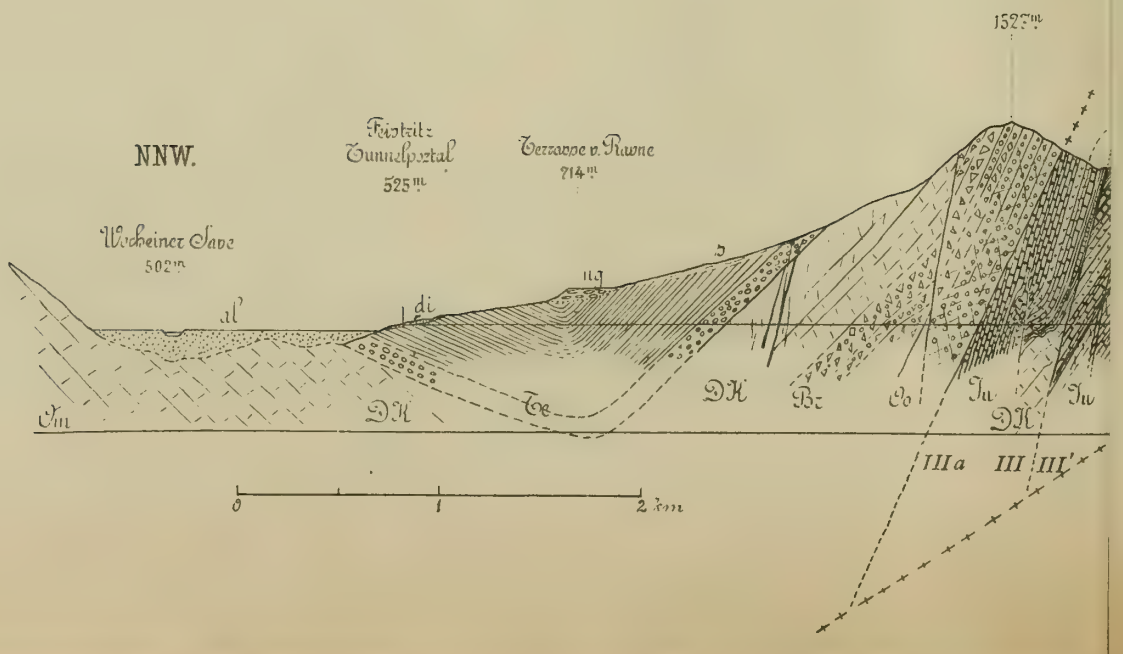
Wocheiner Feistritz
Nordportal 525·26m.

Richtung N 7° W.

Erläuterung für die Darstellung der Wasserverhältnisse

- Regen
- starker Regen
- kleine Quellen
- Quellen mit durchschnittlich mehr als 10 Sec. Liter
- Wassereinbrüche





Tafel I.

Fig. 2.

I. Kirchheimer Störungen.

II. Überschiebung auf der Nordseite des Porezen.

III, III' und III*a*. Äste der Koblaüberschiebung.

Profil Wocheiner Feistritz—Kobla—Porezen—Kirchheim.

1 : 37500.

Gr W = Ältere paläozoische Grauwacke und Schiefer.

PS = Paläozoischer Dachschiefer.

Ca = Karbon.

Gr = Grödener Sandstein.

BK = Bellerophonkalk.

W = Werfener Schichten.

π = Felsitporphyr.

CK = Kalk der Esinofacies.

C = Amphiclinenschichten (Kassianer Stufe).

D = obertriadischer Hornsteindolomit.

DK = dichter Dachsteinkalk (*Br* = Breccien, *Oo* = Oolith des Dachsteinkalkes).

Ju = Unterer Teil der Lias-Juraserie (Schiefer und Kalke).

Jo = Oberer » » » » » »

Wo = Woltschacher Kalk der unteren Kreide.

Fl = Flyschähnliche Entwicklung der oberen Kreide (Inoceramenschichten von Podbrdo).

R = Radiolitenbreccie.

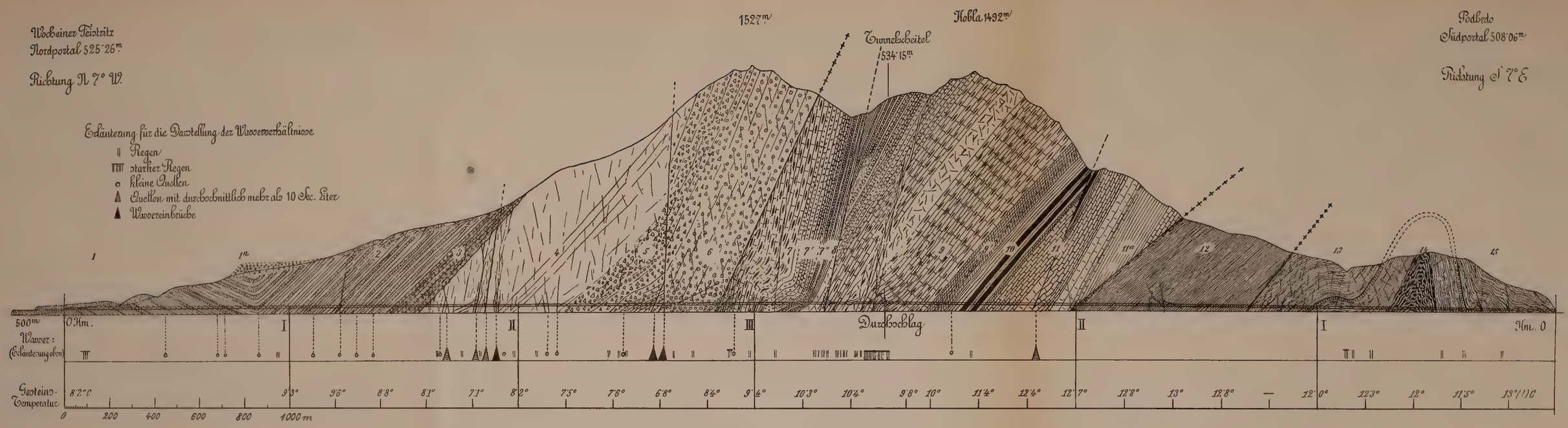
te = Oberoligozän (Süßwasserschichten) der Wochein.

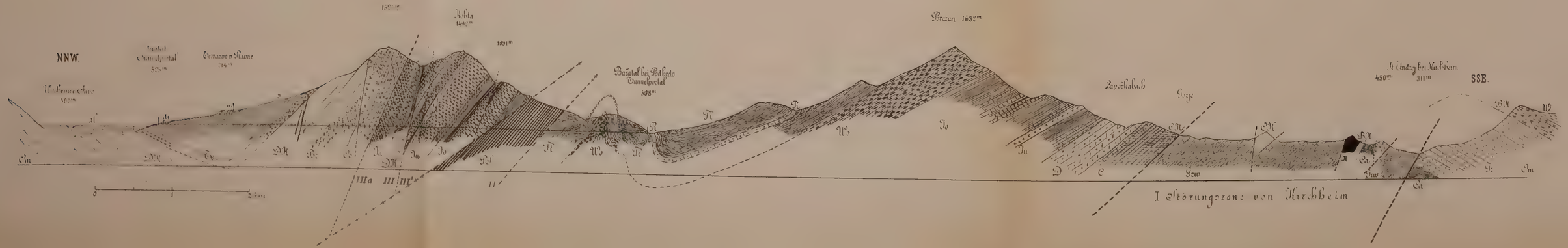
ng = Nagelfluh von Ravne.

di = Jüngeres Diluvium.

al = Alluvium.

S = Schutt.


Wocheiner Feistritz
Nordportal 525·26m
Richtung N 7° W.
1527m
Kobla 1492m
Tunnelscheitel
534·15m
Podbrdo
Südportal 508·06m
Richtung S 7° E
Erläuterung für die Darstellung der Wasserverhältnisse
Regen
starker Regen
kleine Quellen
Quellen mit durchschnittlich mehr als 10 Sec. Liter
Wassereinbrüche
500m
0 Km.
Durchschlag
Km. 0
Wasser: (Erläuterung oben)
Gesteins-Temperatur
0
200
400
600
800
1000m


NNW.
SSE.
Kobla
Porezen 1632m
Bačatal bei Podbrdo
Tunnelportal
508m
Zapoškabach
I Störungszone von Kirchheim

Tafel II.

Geologische Karte.

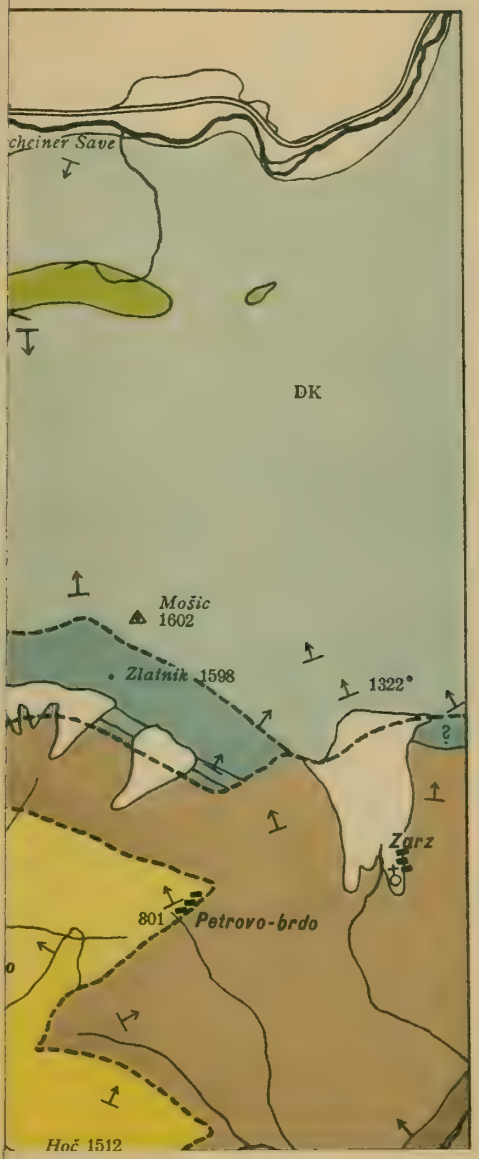
Tafel II.

Geologische Umgebungskarte der Bahnlinie zwischen Wocheiner Feistritz und St. Lucia—Tolmein.

Maßstab 1 : 75.000.

Die Dislokationen sind durch starke unterbrochene Linien dargestellt.

Tafel II.



a) Črna prst Schiefer.
b) Unregelmäßiger Wechsel von Hornsteinkalken mit Mergeln und Schiefern.

Liassische Hornstein- und Crinoidenkalke.

Facies der unteren Juraschichten.

Höhere, vorwiegend schiefrige Juraschichten mit Radiolariengesteinen und Hornsteinkalken (ein auffälliges Kalkband schraffiert).

Korallenführende Breccienkalke des Malm.

Facies der höheren Juraschichten

Woltschacher Hornstein-Plattenkalk.

Rudistenbreccien und Schiefer der oberen Kreide.

Kreide.

F. Kossmat: Geologische Umgebungskarte der Bahnlinie zwischen Wocheiner Feistritz und St. Lucia—Tolmein.

Tafel II.

Carbon und Präcarbon.

- Altpaläozoische Grauwacken und Schiefer.
- Altpaläozoische Kalke
- Dachschiefer (Kulm?).
- Carbonische Tonschiefer.

Perm.

- Grödener Sandstein.
- Bellerophonkalk.

Trias.

- Werfener Schiefer.
- Dolomit der mittleren Trias.
- Wengener Schichten mit Porphyr.
- *a)* Kalke der Esinofacies,
  b) Amphiklinenschichten des Bačagebietes.
- Facies der kalkigen Obertrias:
  a) Dachsteinkalk *(DK)*.
  b) Dolomit des Bačatales *(D)*.
  c) Hauptdolomit *(HD)*.

Maßstab = 1 : 75.000.

Trias.

Facies der unteren Juraschichten.

- *a)* Črna prst Schiefer.
  b) Unregelmäßiger Wechsel von Hornsteinkalken mit Mergeln und Schiefern.
- Liassische Hornstein- und Crinoidenkalke.

Facies der höheren Juraschichten

- Höhere, vorwiegend schiefrige Juraschichten mit Radiolariengesteinen und Hornsteinkalken (ein auffälliges Kalkband schraffiert).
- Korallenführende Breccienkalke des Malm.

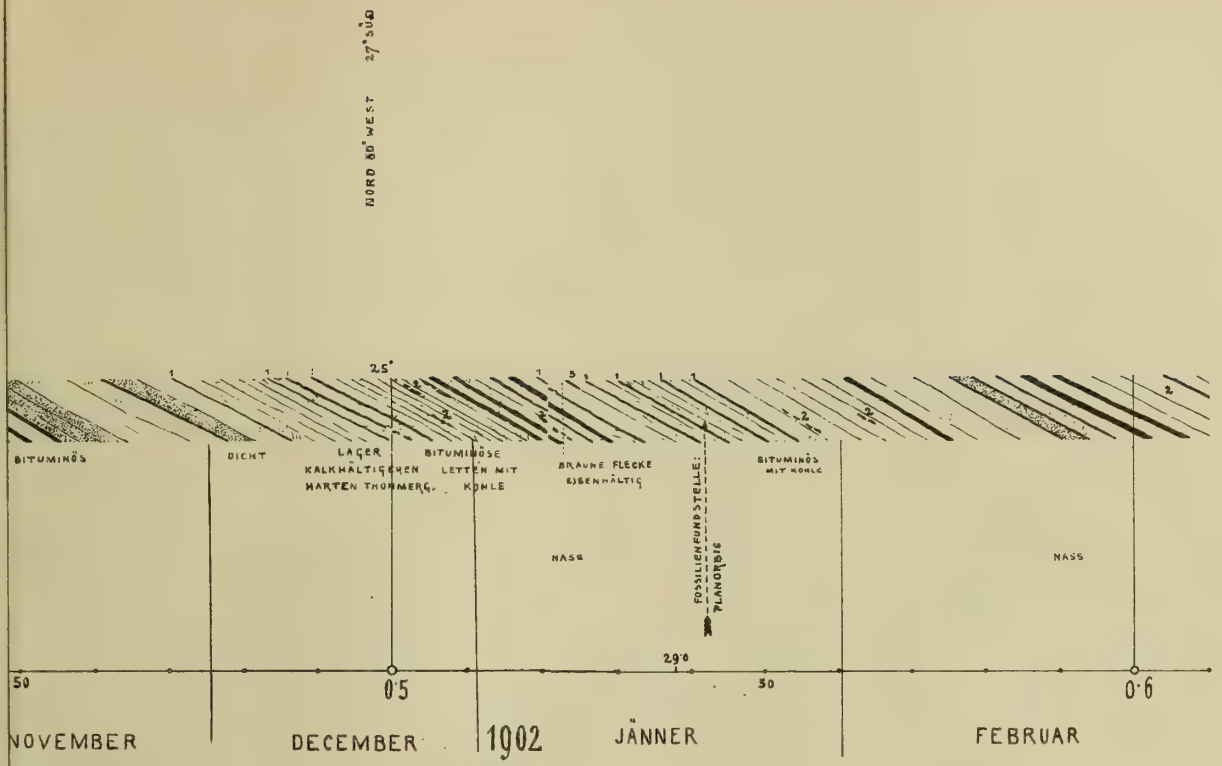
Kreide.

- Woltschacher Hornstein-Plattenkalk.
- Rudistenbreccien und Schiefer der oberen Kreide.

Quartär und Tertiär.

- Eozäne? Breccien und Schiefer (nicht allgemein ausscheidbar).
- Breccien aus Dachsteinkalkmaterial (schraffiert) und aquitanische Süßwasserschichten der Wochein.
- Altdiluviale (?) Nagelfluh von Ravne.
- Terrassenschotter und Moränen.
- Alluvium und Schutt.

Tafel III.



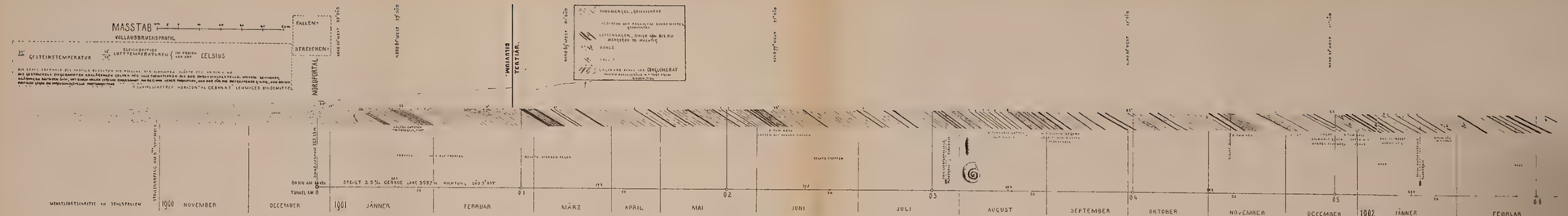
Das Tertiär in der Wochein.

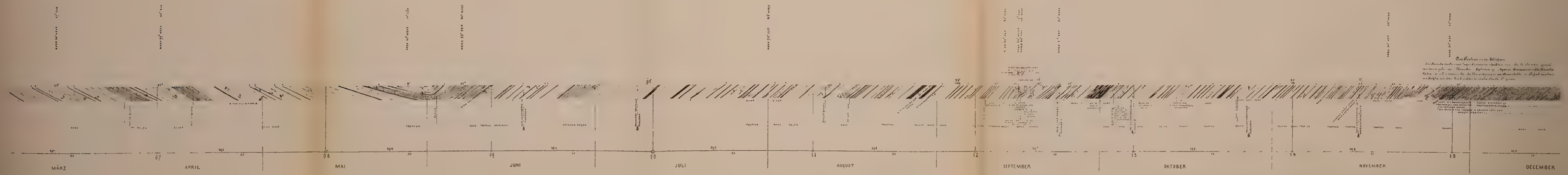
Im Bereiche des Tunnels liegen Süsswasserschichten vor. An Versteinerungen wurden darin gefunden: Planorbis, Bythinia sp., Cyrenen, Characeenfrüchte, Clausilia Helix u. a. Die vereinzelten Kohlen entsprechen der Braunkohle vom Trifail, respektive den Sotzka schichten. Die Schichten sind also oberster Oligocän

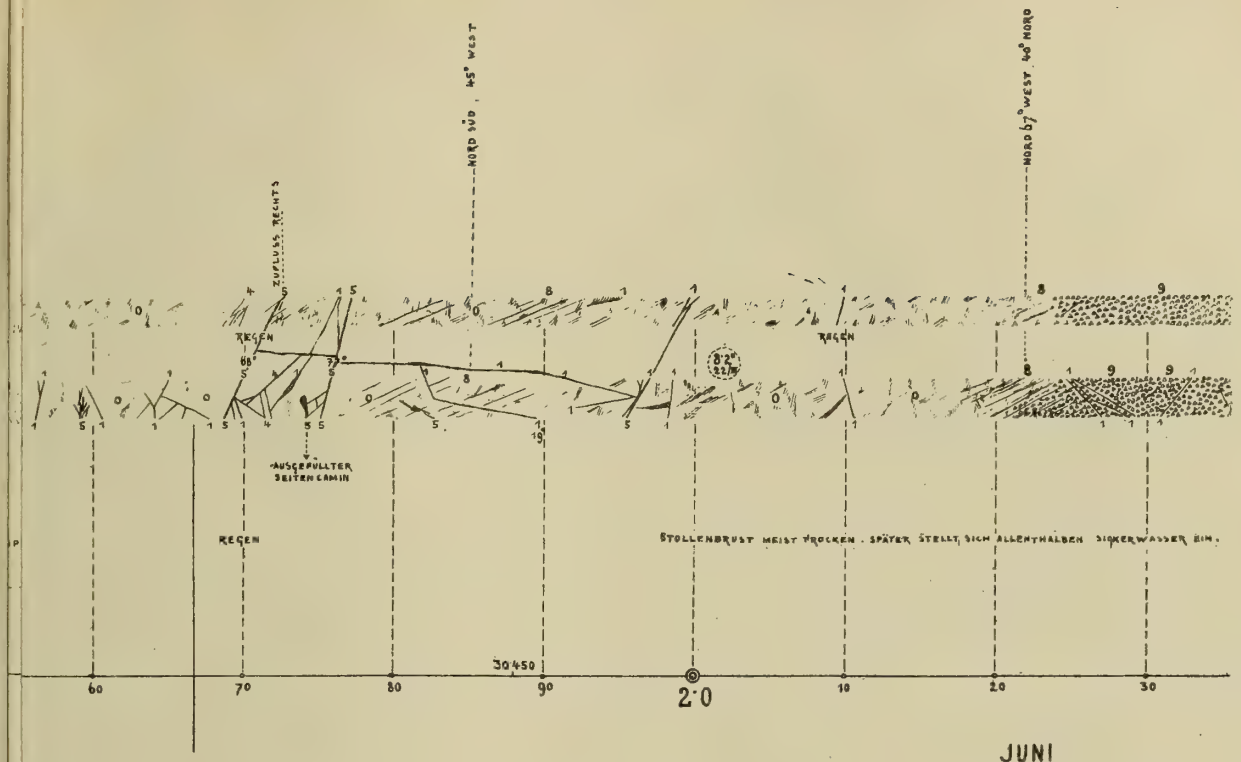
Geologisches Detailprofil des Wocheiner Tunnels.

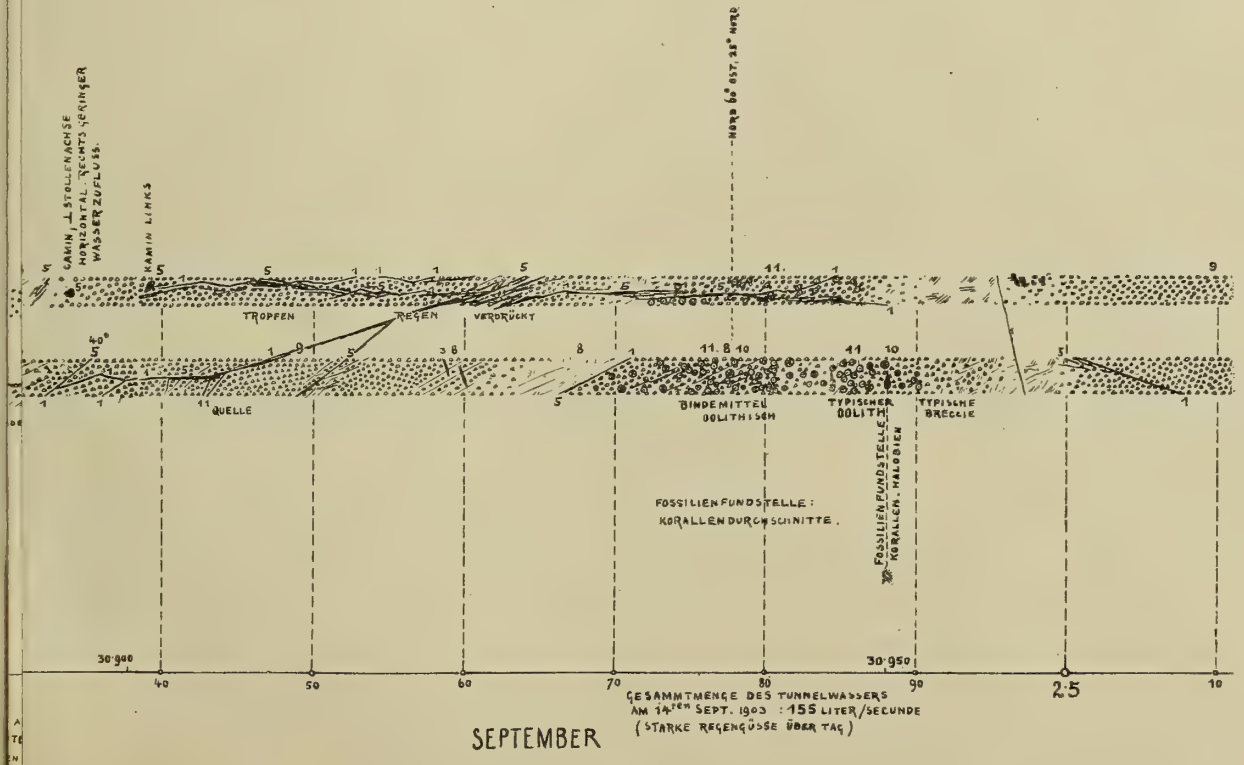
(Vom Nordportal bis ≈ 1800 N Maßstab = 1 : 1000; für die weitere Strecke = 1 : 500.)

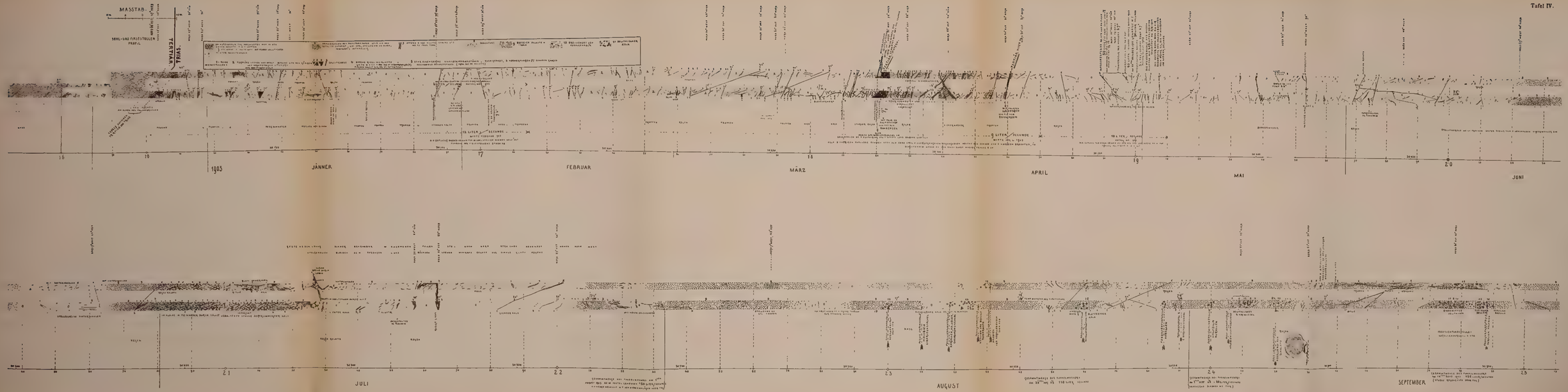
Aufgenommen von Ingenieur M. v. Klodič, O. Müller, R. Mildner und K. Wirth (vergl. p. 2, 3). Für die Reproduktion gezeichnet von Ingenieur M. v. Klodič.

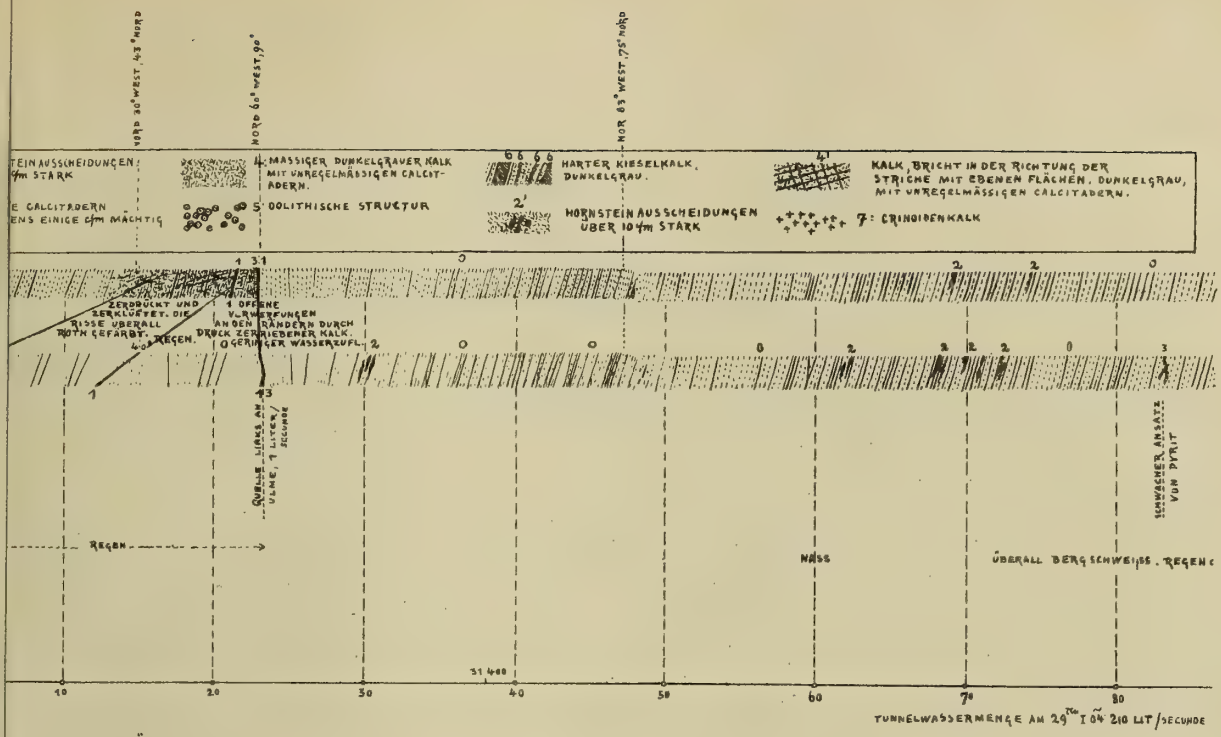




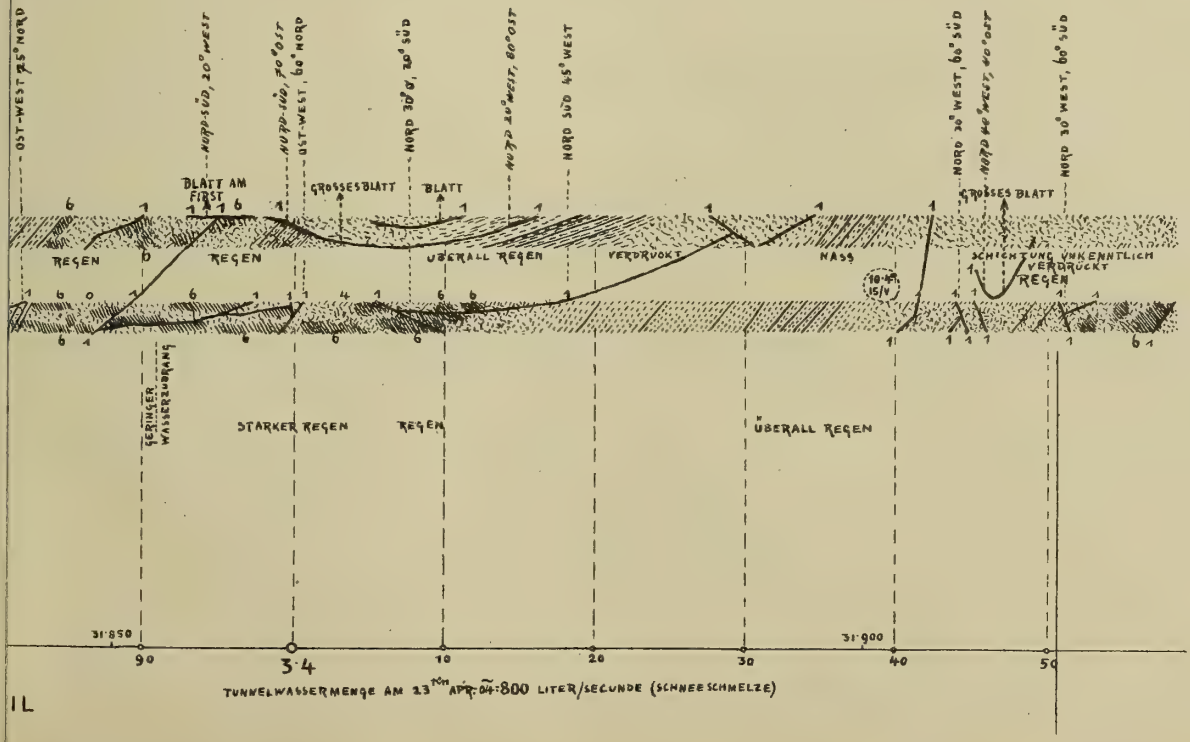

NORD SÜD . 45° WEST
NORD 67° WEST 40° NORD
ZUFLUSS, RECHTS
REGEN
REGEN
REGEN
AUSGEFÜLLTER SEITEN CAMIN
STOLLENBRUST MEIST TROCKEN . SPÄTER STELLT SICH ALLENTHALBEN SICKERWASSER EIN.
30·450
60
70
80
90
2·0
10
20
30
JUNI


CAMIN ⊥ STOLLENACHSE HORIZONTAL . RECHTS GERINGER WASSERZUFLUSS.
KAMIN LINKS
NORD 60° OST, 25° NORD
TROPFEN
REGEN
VERDRÜCKT
QUELLE
BINDEMITTEL OOLITHISCH
TYPISCHER OOLITH
TYPISCHE BRECCIE
FOSSILIENFUNDSTELLE: KORALLENDURCHSCHNITTE.
FOSSILIENFUNDSTELLE KORALLEN . HALOBIEN
30·900
30·950
40
50
60
70
80
90
2·5
10
SEPTEMBER
GESAMMTMENGE DES TUNNELWASSERS AM 14TEN SEPT. 1903 : 155 LITER/SECUNDE
(STARKE REGENGÜSSE ÜBER TAG)

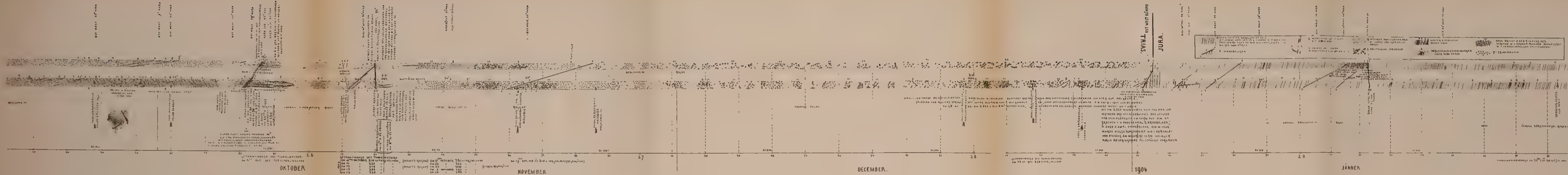

MASSTAB
TERTIÄR
1905
JÄNNER
FEBRUAR
MÄRZ
APRIL
MAI
JUNI
JULI
AUGUST
SEPTEMBER

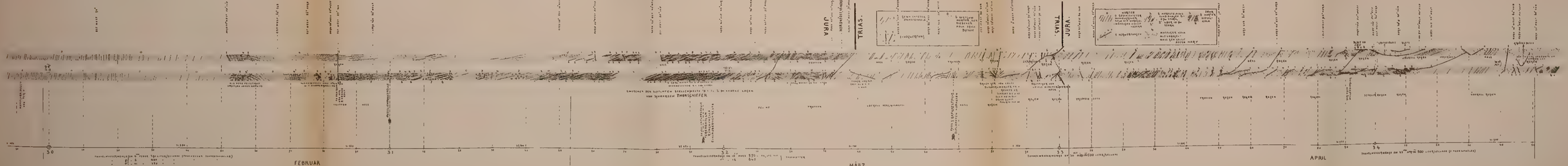

NORD 30° WEST, 43° NORD
NORD 60° WEST, 90°
NOR 85° WEST, 75° NORD
EINAUSSCHEIDUNGEN cm STARK
E CALCITADERN ENS EINIGE cm MÄCHTIG
4. MASSIGER DUNKELGRAUER KALK MIT UNREGELMÄSSIGEN CALCITADERN.
5. OOLITHISCHE STRUCTUR
6 6 6 6 HARTER KIESELKALK, DUNKELGRAU.
2' HORNSTEINAUSSCHEIDUNGEN ÜBER 10 cm STARK
4' KALK, BRICHT IN DER RICHTUNG DER STRICHE MIT EBENEN FLÄCHEN, DUNKELGRAU, MIT UNREGELMÄSSIGEN CALCITADERN.
7: CRINOIDENKALK
ZERDRUCKT UND ZERKLÜFTET. DIE RISSE ÜBERALL ROTH GEFÄRBT.
REGEN.
OFFENE VERWERFUNGEN AN DEN RÄNDERN DURCH DRUCK ZERRIEBENER KALK. GERINGER WASSERZUFL.
QUELLE LINKS AN ULME, 1 LITER/SECUNDE
SCHWÄCHER ANSATZ VON PYRIT
REGEN
NASS
ÜBERALL BERGSCHWEISS. REGEN
31·400
10 20 30 40 50 60 70 80
TUNNELWASSERMENGE AM 29TEN I 04 210 LIT/SECUNDE

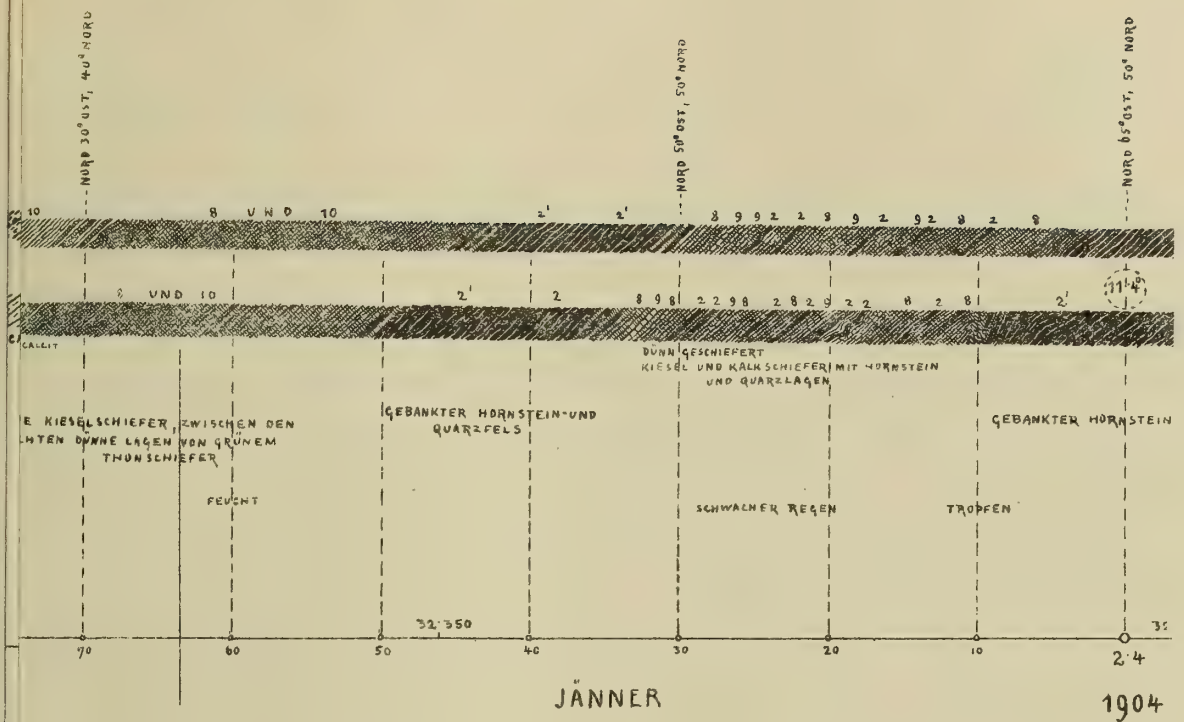
JÄNNER.

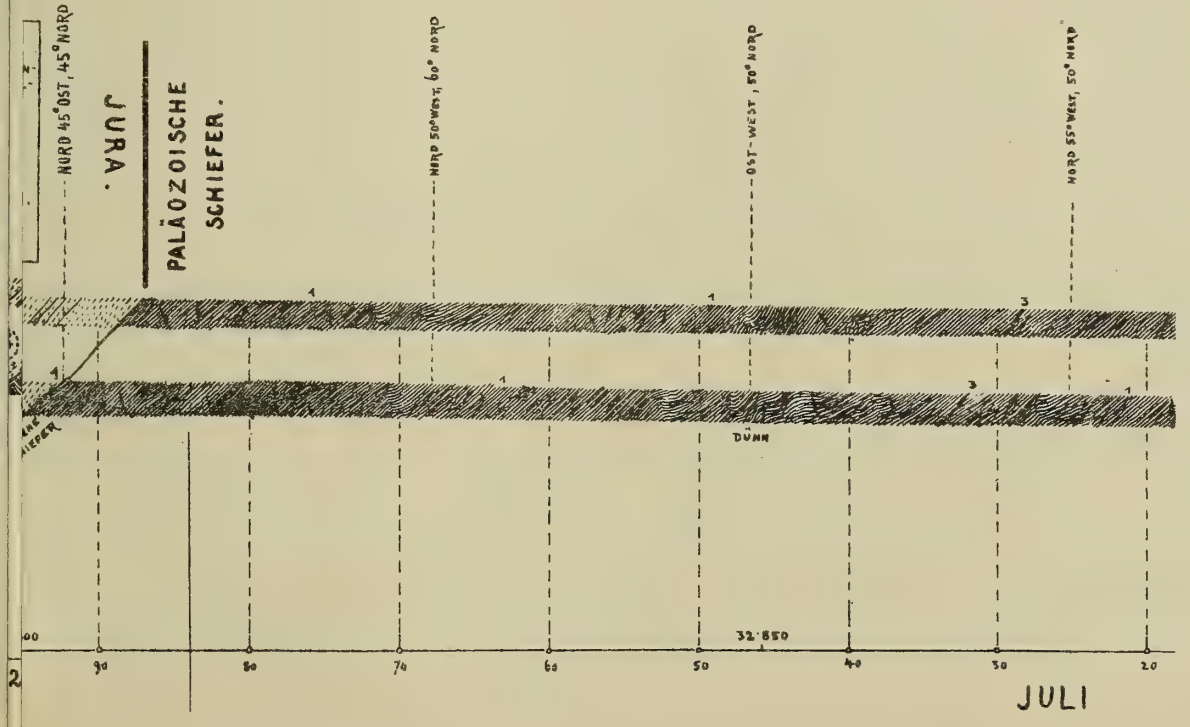

OST-WEST 25° NORD
NORD-SÜD, 20° WEST
NORD-SÜD, 30° OST
OST-WEST, 60° NORD
NORD 30° O, 20° SÜD
NORD 20° WEST, 80° OST
NORD SÜD 45° WEST
NORD 30° WEST, 60° SÜD
NORD 80° WEST, 40° OST
NORD 30° WEST, 60° SÜD
BLATT AM FIRST
GROSSES BLATT
BLATT
GROSSES BLATT
REGEN
REGEN
ÜBERALL REGEN
VERDRÜCKT
NASS
SCHICHTUNG UNKENNTLICH VERDRÜCKT
REGEN
GERINGER WASSERZUDRANG
STARKER REGEN
REGEN
ÜBERALL REGEN
31·850
31·900
9·0 3·4 10 20 30 40 50
TUNNELWASSERMENGE AM 23TEN APR. 04: 800 LITER/SECUNDE (SCHNEESCHMELZE)

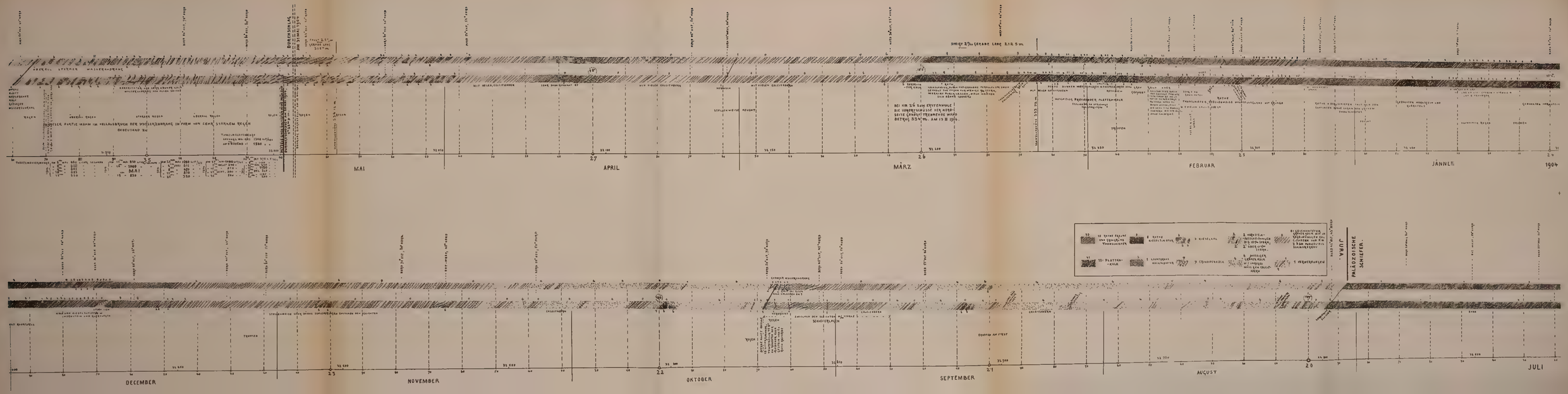
IL


OKTOBER
NOVEMBER
DECEMBER.
1904
JÄNNER
TRIAS.
JURA.

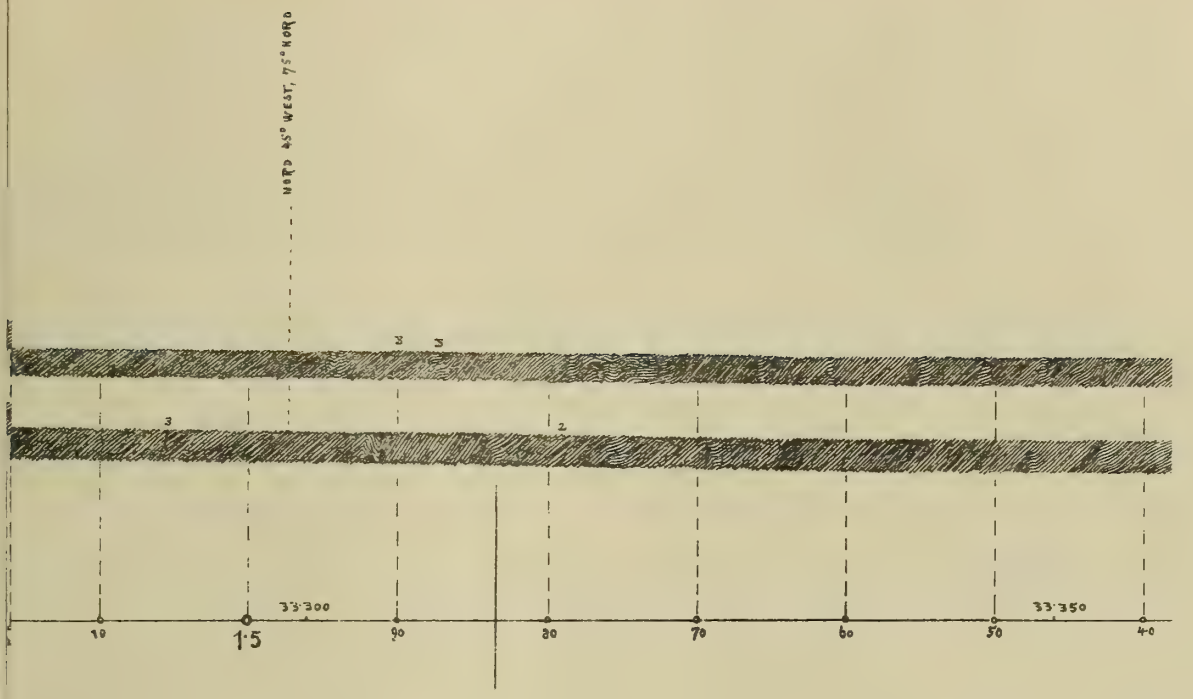

FEBRUAR
MÄRZ
APRIL
JURA.
TRIAS.
JURA.
TRIAS.
JURA.

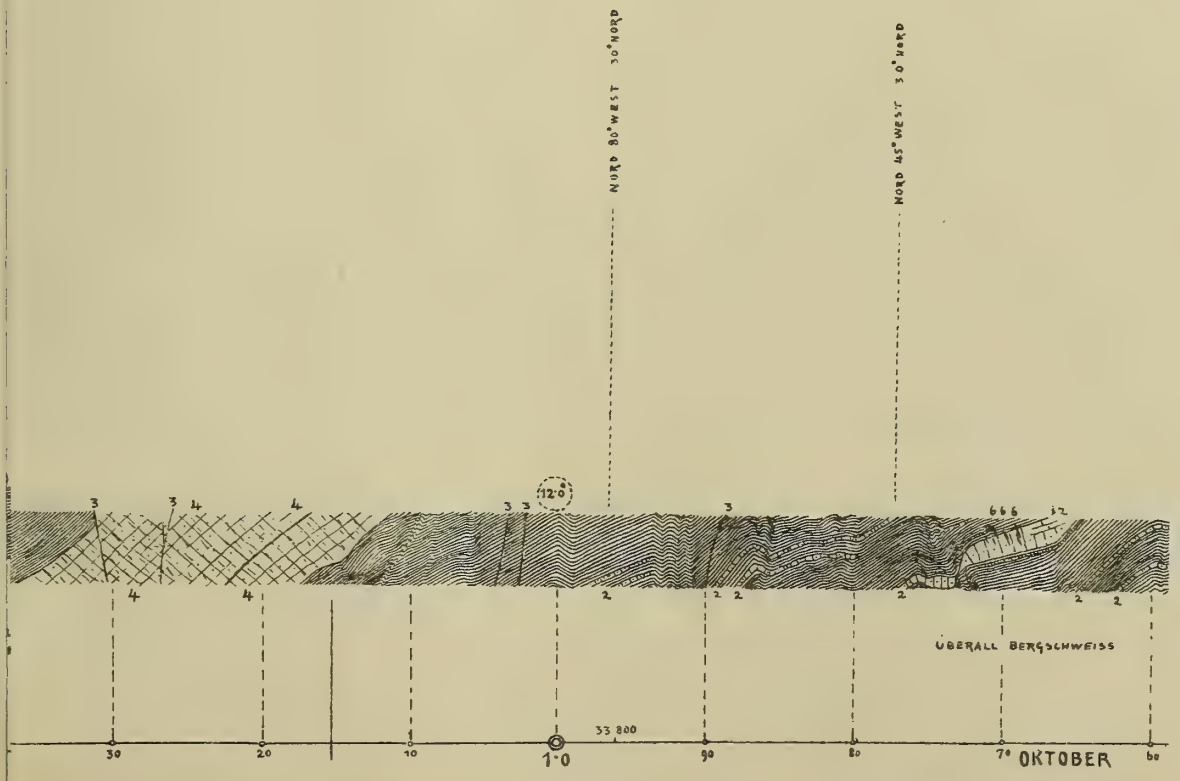

NORD 30° OST, 40° NORD
NORD 5° OST, 50° NORD
NORD 65° OST, 50° NORD
8 UND 10
2'
2
CALLIT
DÜNN GESCHIEFERT
KIESEL UND KALKSCHIEFER MIT HORNSTEIN
UND QUARZLAGEN
E KIESELSCHIEFER, ZWISCHEN DEN
HTEN DÜNNE LAGEN VON GRÜNEM
THONSCHIEFER
GEBANKTER HORNSTEIN- UND
QUARZFELS
GEBANKTER HORNSTEIN
FEUCHT
SCHWALNER REGEN
TROPFEN
32·350
70
60
50
40
30
20
10
2·4
JÄNNER
1904


JURA.
PALÄOZOISCHE
SCHIEFER.
NORD 45° OST, 45° NORD
NORD 50° WEST, 60° NORD
OST-WEST, 50° NORD
NORD 55° WEST, 50° NORD
DÜNN
32·850
90
80
70
60
50
40
30
20
JULI


MAI
APRIL
MÄRZ
FEBRUAR
JÄNNER
1904
DECEMBER
NOVEMBER
OKTOBER
SEPTEMBER
AUGUST
JULI
JURA
PALÄOZOISCHE SCHICHTEN

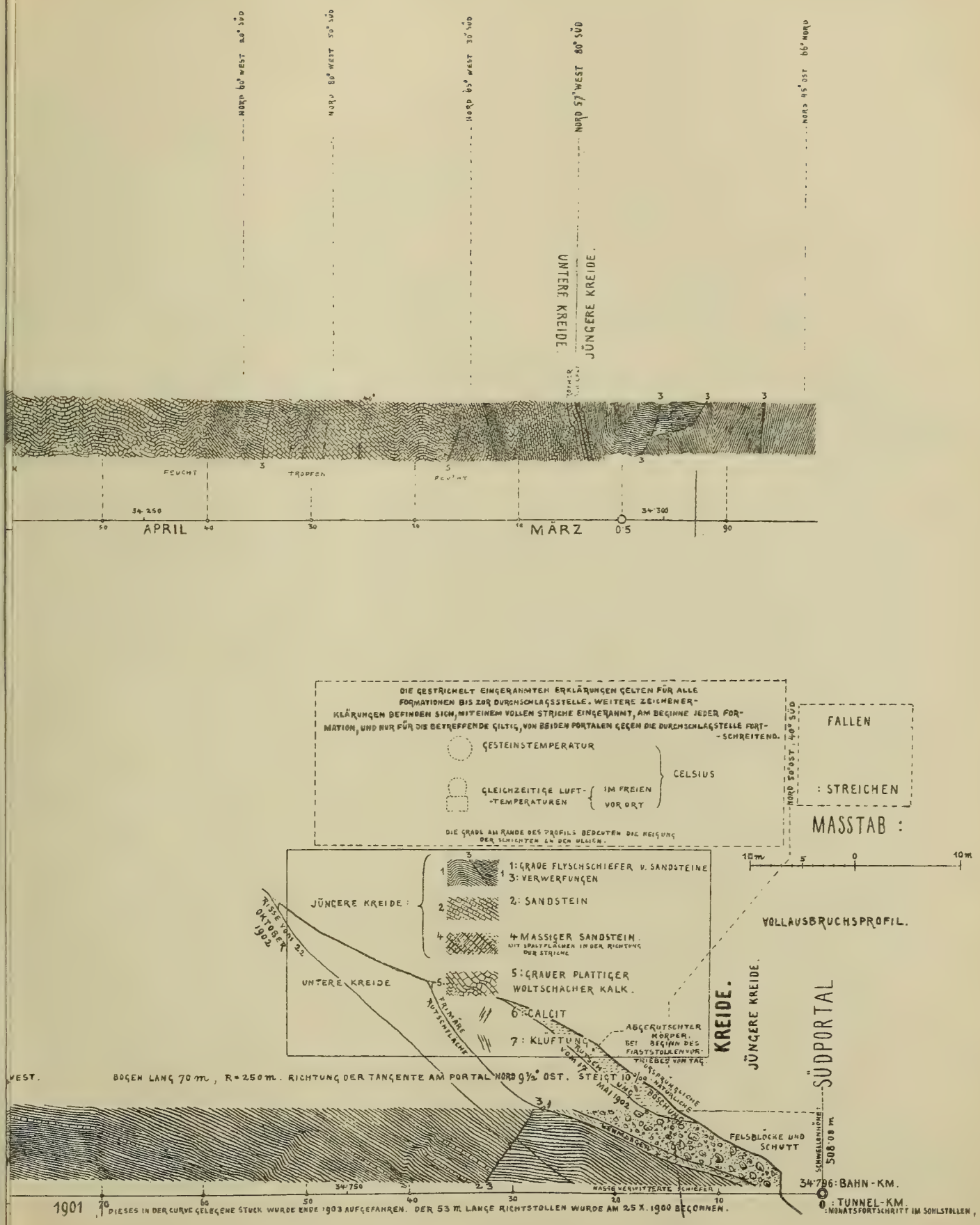
Tafel VII.


NORD 45° WEST, 75° NORD
33·300
33·350
10
1·5
90
80
70
60
50
40

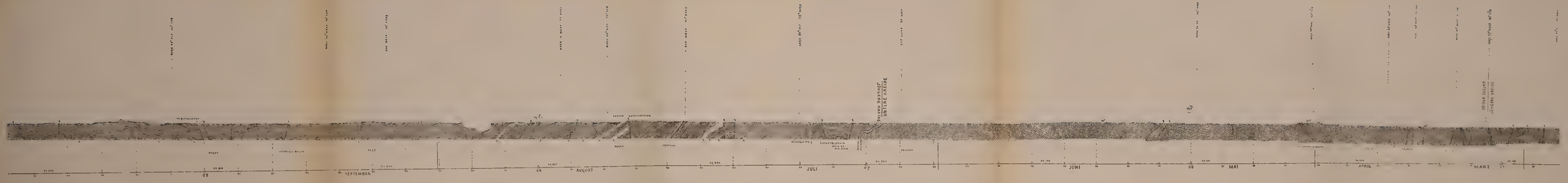

NORD 80° WEST 30° NORD
NORD 45° WEST 30° NORD
12·0
ÜBERALL BERGSCHWEISS
33 800
30
20
10
1·0
90
80
70
OKTOBER
60

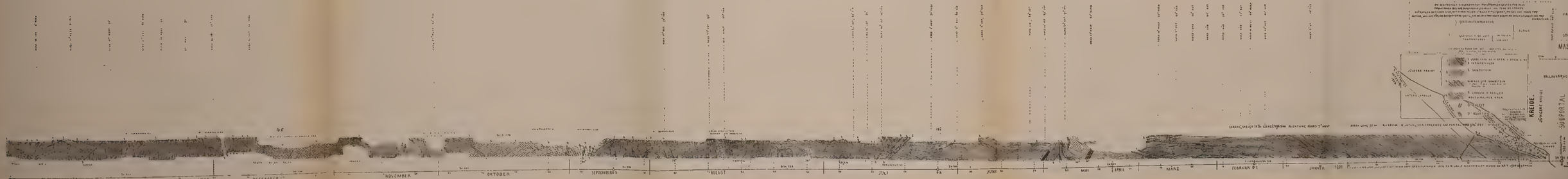
SOHL- UND FIRSTSTOLLEN-PROFIL
SCHIEFER.
KALKSTEIN.
KREIDE.
JUNI
MAI
APRIL
MÄRZ
FEBRUAR
JÄNNER
1905
DECEMBER
NOVEMBER
OKTOBER

Tafel VIII.



NORD 60° WEST 20° SÜD
NORD 80° WEST 50° SÜD
NORD 65° WEST 30° SÜD
NORD 57° WEST 80° SÜD
NORD 45° OST 66° NORD
UNTERE KREIDE.
JÜNGERE KREIDE.
FEUCHT
TROPFEN
FEUCHT
34·250
34·300
APRIL
MÄRZ
0·5
DIE GESTRICHELT EINGERAHMTEN ERKLÄRUNGEN GELTEN FÜR ALLE FORMATIONEN BIS ZUR DURCHSCHLAGSSTELLE. WEITERE ZEICHENERKLÄRUNGEN BEFINDEN SICH, MIT EINEM VOLLEN STRICHE EINGERAHMT, AM BEGINNE JEDER FORMATION, UND NUR FÜR DIE BETREFFENDE GILTIG, VON BEIDEN PORTALEN GEGEN DIE DURCHSCHLAGSTELLE FORTSCHREITEND.
GESTEINSTEMPERATUR
GLEICHZEITIGE LUFTTEMPERATUREN
IM FREIEN
VOR ORT
CELSIUS
DIE GRADE AM RANDE DES PROFILS BEDEUTEN DIE NEIGUNG DER SCHICHTEN EN DEN ULLIEN.
NORD 50° OST 40° SÜD
FALLEN
: STREICHEN
MASSTAB :
10m 5 0 10m
JÜNGERE KREIDE :
1: GRADE FLYSCHSCHIEFER U. SANDSTEINE
3: VERWERFUNGEN
2: SANDSTEIN
4 MASSIGER SANDSTEIN.
MIT SPALTFLÄCHEN IN DER RICHTUNG DER STRICHE
UNTERE KREIDE
5: GRAUER PLATTIGER WOLTSCHACHER KALK.
6: CALCIT
7: KLÜFTUNG
ABGERUTSCHTER KÖRPER.
BEI BEGINN DES FIRSTSTOLLENVORTRIEBES VON TAG.
RISSE VOM 22 OKTOBER 1902
FRIMÄRE RUTSCHFLÄCHE
RUTSCH VOM 17 MAI 1902
URSPRÜNGLICHE NATÜRLICHE BÖSCHUNG
VOLLAUSBRUCHSPROFIL.
KREIDE.
JÜNGERE KREIDE.
SÜDPORTAL
WEST.
BOGEN LANG 70 m, R = 250 m. RICHTUNG DER TANGENTE AM PORTAL NORD 9½° OST. STEIGT 10 ‰
FELSBLÖCKE UND SCHUTT
SCHWELLENHÖHE 508·08 m
34·750
NASSE VERWITTERTE SCHIEFER
34·796: BAHN-KM.
0 : TUNNEL-KM.
: MONATSFORTSCHRITT IM SOHLSTOLLEN,
1901
DIESES IN DER CURVE GELEGENE STUCK WURDE ENDE 1903 AUFGEFAHREN. DER 53 m LANGE RICHTSTOLLEN WURDE AM 25 X. 1900 BEGONNEN.


SEPTEMBER
AUGUST
JULI
JUNE
MAI
APRIL
MARZ


FEBRUAR
JANUAR
1902
DECEMBER
NOVEMBER
OKTOBER
SEPTEMBER
AUGUST
JULI
JUNE
MAI
APRIL
MARZ
FEBRUAR
JANUAR
1901
KREIDE
SUDPORTAL
MASSTAB

GEOLOGIE DES KARAWANKENTUNNELS

VON

FRIEDRICH TELLER.

K. M. K. Akad.

Mit 3 Tafeln und 29 Textfiguren.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 9. JUNI 1910.

Inhaltsverzeichnis.

		Seite
Einleitung	3	[145]
Einige Grundzüge des geologischen Baues der Westkarawanken	7	[149]
1. Eine Tonalitintrusion am Nordrande der Westkarawanken	7	[149]
2. Die Silur-Devonbildungen der nördlichen Gebirgsbasis und die übergreifende permische und triadische Schichtenfolge	10	[152]
3. Die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches und jüngere Querdislokationen	15	[157]
4. Nordüberschiebungen in der triadischen Schichtfolge des Rosenbachgebietes	19	[161]
5. Die paläozoischen Aufbruchzonen östlich vom Rosenbach	23	[165]
6. Der nordalpine Faciesbezirk der oberen Trias in den Westkarawanken	27	[169]
7. Die geologischen Strukturlinien an der Südabdachung des Gebirges	28	[170]
8. Eine Überschiebungszone am Nordrande der Julischen Alpen	36	[178]
Die Aufschlüsse im Tunnel	41	[183]
A. Nordseite.		
Die geologische Situation des Nordportales	41	[183]
Die geologischen Aufschlüsse im Nordstollen	46	[188]
Stm. 0—63. Erste Zone von Schlerndolomit	46	[188]
» 63—80·9 (17·9 *m*). Überschobener Aufbruch von oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten	46	[188]
» 80·9—378·5 (297·6 *m*). Zweite Zone von Schlerndolomit	47	[189]
» 378·5—413·2 (34·7 *m*). Zweite Aufschiebung von Muschelkalk und Buchensteiner Schichten auf Schlerndolomit	48	[190]
» 413·2—468 (54·8 *m*). Nördlichste Aufbruchszone von Werfener Schichten	48	[190]
» 468—488 (20 *m*). Rauhwacken Grenzzone	49	[191]
» 488—750 (262 *m*). Dolomit des unteren Muschelkalkes	49	[191]

Seite

Stm. 750—1700 (950 *m*). Der große Aufbruch von Werfener Schichten des Bären- und Ardešica-grabens . . . . . 50 [192]
» 1700—2076 (376 *m*). Dolomite und Rauhwacken des unteren Muschelkalkes . . . . . 52 [194]
» 2076—2237 (161 *m*). Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten . . . . . 53 [195]
» 2237—2320 (83 *m*). Dritte Zone von Schlerndolomit . . . . . 54 [196]
» 2320—4022 (1702 *m*). Bituminöse Kalke, Dolomite und Rauhwacken der ladinischen Stufe . . 54 [196]
» 4022—4260 (238 *m*). Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit *Posidonomya wengensis* . 58 [200]
» 4260—4352 (92 *m*). Bunte Muschelkalkbreccien und Werfener Schichten . . . . . 61 [203]
» 4352—4526 (174 *m*). Bunte Breccien der Permformation . . . . . 63 [205]
» 4526—4852 (326 *m*). Obercarbonische Schichten . . . . . 63 [205]

B. Südseite.

Die geologische Situation des Südportales . . . . . 64 [206]
Die geologischen Aufschlüsse im Südstollen . . . . . 66 [208]
Stm. 0—120. Gehängeschuttvorlage . . . . . 66 [208]
» 120—145 (25 *m*). Dolomit und Rauhwacken des unteren Muschelkalkes . . . . . 66 [208]
» 145—190 (45 *m*). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten . . . . . 67 [209]
» 190—220 (30 *m*). Gips- und anhydritführende Grenzschichten . . . . . 67 [209]
» 220—370 (150 *m*). Bunte Sandsteine und sandige Schiefer der unteren Werfener Schichten 67 [209]
» 370—435 (65 *m*). Schiefertone mit Gips und Anhydrit . . . . . 68 [210]
» 435—502 (67 *m*). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit einem Sattelaufbruch gipsführender Grenzschichten . . . . . 68 [210]
» 502—610 (108 *m*). Zweiter Aufbruch von unteren Werfener Schichten mit gipsführenden Schiefertonen im Hangenden . . . . . 69 [211]
» 610—820 (210 *m*). Obere Werfener Schichten mit dem anisischen Grenzdolomit im Hangenden . . . . . 70 [212]
» 820—960 (140 *m*). Obere Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen . . . . . 72 [214]
» 960—1025 (65 *m*). Zweite Mulde von anisischem Grenzdolomit . . . . . 73 [215]
» 1025—1096 (70 *m*). Obere Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen . . . . . 73 [215]
» 1096—3008 (1912 *m*). Der große Aufbruch obercarbonischer Schichten (Auerniggschichten) an der Südseite der Karawanken . . . . . 75 [217]

C. Die Durchschlagsregion.

Invers gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk . . . . . 84 [226]

Wasserführung . . . . . 92 [234]

Methangas . . . . . 96 [238]

Gesteinstemperatur . . . . . 99 [241]

Rückblick auf das Gesamtbild des Tunnelprofiles und die geologische Prognose . . . . . 103 [245]

Einleitung.

Für die Studien zur Herstellung einer neuen Eisenbahnverbindung zwischen dem produktiven Norden des Reiches und dem Hafen von Triest bildete Klagenfurt als südliche Endstation eines geschlossenen Liniennetzes der k. k. Staatsbahnen den natürlichsten Ausgangspunkt.

Von hier nach Süd war die Trasse für eine solche neue Bahnanlage bis in das Drautal hinab schon durch das Terrain scharf vorgezeichnet. Schwieriger gestalteten sich die Verhältnisse jenseits dieses Taleinschnittes. Ein mächtiger Gebirgswall mit Gipfelhöhen von 1600 bis 2200 *m*, die zwischen Drau und Save aufragende Kette der Karawanken, versperrte den weiteren Weg nach Süd.

Das erste Projekt zur Verqueruug dieser Gebirgskette, das im Jahre 1891 von der Trassierungsabteilung der k. k. Generalinspektion der österreichischen Eisenbahnen studiert wurde, folgte der alten Kommunikationslinie über den Loibl. Die Linie sollte durch das breite Gebirgstor, das sich zwischen Gerloutz und Singerberg nach Nord hin öffnet, zur Höhe der Quertalstufe von St. Leonhard ansteigen, in rund 800 *m* Seehöhe den Scheitel des Gebirges mit einem im St. Annatal ausmündenden Tunnel von 4680 *m* Länge unterfahren [1] und dann wieder im offenen Gelände dem Feistritztale bei Neumarktl und der Saveniederung zustreben. Die geologischen Verhältnisse längs dieser Trasse, zu deren Studium der Verfasser dieses Berichtes im Jahre 1891 von der Geologischen Reichsanstalt entsendet wurde, konnten zwar als für die Bauausführung günstig bezeichnet werden, auch die Tunnelierung des Gebirgsscheitels, die sich vorwiegend in Gesteinen der unteren Trias bewegt hätte, würde keinen namhaften Schwierigkeiten begegnet sein; nichtsdestoweniger mußte das Projekt mit Rücksicht auf betriebstechnische Bedenken zurückgestellt werden. Die jähen Gefällsbrüche an den beiderseitigen Flanken des Gebirges, welche eine Adhäsionsbahn nur durch weitausgreifende Schleifen hätte überwinden können, und die relativ hohe Lage des Scheiteltunnels (813 *m* im Norden, 767 *m* im Süden) erschienen mit den modernen Anforderungen des Eisenbahnbetriebes unvereinbar.

Im Jahre 1894 ordnete daher die Generalinspektion der österreichischen Eisenbahnen die Vornahme technischer Studien für eine neue Trasse an, welche den Gebirgswall der Karawanken mit einem 9870 *m* langen Tunnel an seiner Basis durchbrechen sollte. Die Scheitelkote dieses Tunnels war mit nur 603 *m* Seehöhe normiert.

Auch für diese zweite Karawankenlinie, die sogenannte Bärentallinie, hatte ich im Auftrage der k. k. Generalinspektion die nötigen geologischen Vorerhebungen durchzuführen. Es handelte sich hier insbesondere um die Begutachtung des die Gebirgsmasse des Stou unterfahrenden Basistunnels, der längsten Tunnelierung, welche bisher innerhalb eines gefalteten Sedimentärgebirges in den Ostalpen projektiert war.

Der hervorragende Anteil, welcher den Kalk- und Dolomitbildungen der oberen Trias in dem Aufbau dieses Gebirgsstockes zufällt, sowie die große räumliche Ausdehnung derselben in unseren die Gebirgs-

---

[1] Mit der Frage der Unterfahrung dieses Gebirgsscheitels hat sich schon im 17. Jahrhundert ein regsamer Geist beschäftigt. Zu jener Zeit verlief der oberste Teil des Saumweges über den Loibl durch einen kurzen Stollen, welchen Valvasor (»Die Ehre des Herzogtums Krain« I. Bd., 2. Buch, p. 170 des Neudruckes 1877 bis 1879) als eine der Merkwürdigkeiten des Landes beschreibt und abbildet. Im Anschlusse an diese Schilderung sagt der Chronist: »Vor etlich Jahren war ich gewillet, unten am Grund ein Loch durchzubrechen, so groß als das öbere, dadurch man hätte reiten und fahren können, hatte es auch schon abgemessen. Das Loch sollte bei S. Anna sein hineingegangen und auf der anderen Seiten des Bergs bei S. Leonhard herauskommen, und also schnurgerad vom Ein zum Ausgang zielen; aber die damals einreisende Wienerische Contagion oder Pestilentz Seuche machte es hinterstellig. Denn ich verlangte für meine Mühe und Unkosten von Ihrer Keyserl. Majestät einen ewigen Zoll nebenst einer gewissen Bey-Hülffe, welcher Zweck aber bei so trübseligen und gesperrten Zeiten der Contagion nicht zu erreichen war. Sonst wäre es wol ein gemeinnützig Werk etc.« Die Tunnelierung des Loiblpasses darf also wohl als eines der ältesten Tunnelprojekte der Ostalpen bezeichnet werden.

oberfläche darstellenden geologischen Karten hatten die Vorstellung erweckt, daß sich der Stoutunnel zum größten Teile in Gesteinen bewegen werde, die einen glatten und raschen Arbeitsfortschritt gewährleisten. Detaillierte geologische Begehungen des Gebietes, deren Resultate in einer geologischen Karte im Maßstabe 1 : 25000 vorgelegt wurden, ergaben jedoch, daß innerhalb des zu durchquerenden Triasgebirges in drei parallelen Zonen, von denen zwei auf die Nordseite, eine auf die Südseite der Kette entfallen, paläozoische Schichten zum Aufbruche gelangen, die zum großen Teile aus tonreichen, schieferigen, für den Tunnelbau ungünstigen Gesteinsarten bestehen. Vor allem habe ich auf die Schwierigkeiten hingewiesen, welche bei der Durchörterung der obercarbonischen Schichten zu gewärtigen sein dürften. »Die carbonischen Schiefer mit ihrer Rutschflächenstruktur« wurden als »ein wasseraufnahmsfähiges, druckreiches, für den Tunnelbau höchst ungünstiges Gestein« bezeichnet; es wurde das Auftreten von »Schlagwettern« in diesem Schichtkomplex in Aussicht gestellt und darauf aufmerksam gemacht, daß mit Rücksicht auf alle diese Umstände die auf das Carbon entfallende Tunnelstrecke von nahezu 4 *km* »eine möglichst hohe Präliminierung der Baukosten« erfordere. [1] Da von den erübrigenden 6 *km* der Gesamttunnellänge dem geologischen Längenprofile zufolge weitere 4 *km* auf Gesteinsarten entfielen, die für den Tunnelbau nur als relativ günstig bezeichnet werden konnten (Werfener Schiefer, schieferig-sandige Bildungen des Perm und tertiäre Nagelfluhbildungen mit sandigen Zwischenschichten), so gestaltete sich die Prognose für den Stoutunnel im ganzen als nicht besonders ermutigend.

In der Tat ist der Stoutunnel über das Stadium dieser Vorstudien nicht hinausgelangt.

Das k. k. Eisenbahnministerium sah sich nach Überprüfung der hier berührten älteren Projekte veranlaßt, zur Lösung der schwierigen Frage der Karawankenverquerung neuerliche Studien anzuordnen. Dieselben wurden von der inzwischen neu geschaffenen k. k. Eisenbahnbaudirektion unter Leitung des Sektionschefs Karl Wurmb in Angriff genommen und führten im Jahre 1899 zur Feststellung einer Trasse, welche die Karawankenkette 9 *km* weiter in West mit einem wesentlich kürzeren Tunnel durchbricht und die außerdem den Vorzug hatte, daß sie den Interessen beider Hauptverkehrszentren Kärntens, Klagenfurt und Villach, in ausgleichender Weise Rechnung trug. Es ist das jene Linie, welche nach Sanktionierung des Gesetzes über die zweite Eisenbahnverbindung mit Triest sofort zur Ausführung gelangte.

Der in diese letzte definitive Trasse eingeschaltete Basistunnel, der gegenwärtige Karawankentunnel, besitzt eine Länge von 7976 *m*. Er verquert die Karawankenkette in fast rein nordsüdlicher Richtung. Das Nordportal liegt im Rosenbachtal in Kärnten, von hier zieht der Tunnel unter dem wasserscheidenden Rücken zwischen Bären- und Ardešicagraben nach Süd, unterfährt den Rožicasattel (1594 *m*) und damit die Grenze zwischen Kärnten und Krain und mündet bei der Ortschaft Birnbaum oberhalb Aßling in das Tal der Wurzener Save. Das Maximum der Gebirgsüberlagerung, das in die Region des Rožicasattels fällt, beträgt 956 *m*. Die Trasse steigt von 626 *m* beim Nordportal (Schwellenhöhe) mit 3 pro Mille auf eine Länge von 3768 *m* bis zur Kote 637·7, bleibt 250 *m* in der Horizontalen und fällt sodann mit 6 pro Mille auf eine Länge von 3958 *m* bis zu 614 *m* Schwellenhöhe am Südportal ab.[2]

Bei diesen abschließenden Trassierungsarbeiten der k. k. Eisenbahnbaudirektion fungierte als Berater für alle die Trassenführung und die projektierten Tunnels betreffenden geologischen Fragen der Professor der k. k. Hochschule für Bodenkultur Dr. G. A. Koch, welcher seinerzeit noch als Mitglied der geologischen Reichsanstalt auch an den geologischen Studien über die Arlbergbahnprojekte beteiligt war. Professor Koch bereiste im Jahre 1899 die Trassen der Tauern-, Karawanken- und Wocheinerbahn, begutachtete die Pyhrnbahn mit dem Bosrucktunnel und endlich auch das Schlußstück des ganzen Trassenkomplexes, die Linie Görz—Triest. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen wurden in Spezial-

---

[1] Vgl. den Auszug aus dem hier zitierten Gutachten in dem Technisch-kommerziellen Bericht über die zweite Eisenbahnverbindung mit Triest. Beilage zur Regierungsvorlage, Wien 1900, I. Ausgabe, p. 34 bis 36.

[2] Ich entnehme diese und eine Anzahl anderer technischen Daten der ausgezeichneten Darstellung von Hofrat Hannack über die Tunnels der neuen Alpenbahnen in: Geschichte der Eisenbahnen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Teschen 1909.

berichten an die k. k. Eisenbahnbaudirektion niedergelegt; auszugsweise Mitteilungen darüber finden sich in den von Koch selbst redigierten geologischen Abschnitten des früher zitierten Technisch-kommerziellen Berichtes zur Regierungsvorlage.[1]

Als die Durchführung des Baues der neuen Alpenbahnen durch das Gesetz vom 6. Juni 1901 bereits gesichert erschien, wurde in einer Sitzung der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften die Frage angeregt, in welcher Weise das reiche Beobachtungsmaterial, das durch diese Arbeiten, insbesondere durch die Tunnelierung breiterer Gebirgswälle in Aussicht gestellt wurde, der wissenschaftlichen Verwertung zugeführt werden könnte. Eine von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie zu diesem Behufe eingesetzte Kommission richtete zunächst in dieser Angelegenheit eine Denkschrift an das k. k. Eisenbahnministerium und lud gleichzeitig die Direktion der Geologischen Reichsanstalt zur Mitwirkung an den bevorstehenden Arbeiten ein. Nach Erledigung der allgemeineren Vorfragen wurde sodann im Schoße der akademischen Tunnelkommission unter Zuziehung von Vertretern der Geologischen Reichsanstalt und im Einvernehmen mit der k. k. Eisenbahnbaudirektion eine Instruktion ausgearbeitet, nach welcher die Ingenieure der k. k. Tunnelbauleitungen unter zeitweiliger Kontrolle von Fachgeologen die beim Tunnelbau sich ergebenden Aufschlüsse fortlaufend zu registrieren und graphisch darzustellen, Belegstücke der durchörterten Gesteinsarten zu sammeln und regelmäßige Messungen der Gesteinstemperaturen vorzunehmen hätten, während von den hiezu designierten Fachgeologen korrespondierende geologische Aufnahmen über Tag durchzuführen wären. Im Sinne dieser Instruktion wurde dem Verfasser des vorliegenden Berichtes die Obsorge für das auf die Tunnelierung der Karawankenkette bezügliche Beobachtungsmaterial anvertraut.

Noch im Juni 1901 wurde hier und zwar gleichzeitig an beiden Seiten des Gebirges, die Auffahrung des Richtstollens mittels Handbohrung in Angriff genommen. Im Jänner 1902 richtete die k. k. Eisenbahnbaudirektion an mich das Ersuchen, als Beilage für die im Frühjahr 1902 geplante öffentliche Bauausschreibung ein geologisches Längenprofil des Karawankentunnels im Maßstabe 1 : 10.000 zur Verfügung zu stellen, ähnlich jenen Entwürfen, die ich im Jahre 1894 dem Projekte des Wocheiner und des Stoutunnels beigelegt hatte.[2] Das Profil sollte über die zu durchfahrenden Gesteinsarten, deren Mächtigkeitsverhältnisse und tektonischen Verband orientieren und die Möglichkeit bieten, die Kostenberechnung mit der Beschaffenheit des Gebirges in Einklang zu bringen. Ich besichtigte zu diesem Zwecke in der Zeit vom 15. bis 20. Jänner 1902 die geologischen Aufschlüsse an den beiden Angriffspunkten des Karawankentunnels; in Rosenbach und in Birnbaum hatte man damals zusammen erst 500 *m* Richtstollen aufgefahren.[3] Beobachtungen an der Oberfläche des Gebirges waren der Jahreszeit wegen nur in sehr beschränktem Ausmaße möglich und ich war in dieser Hinsicht hauptsächlich auf jene Erfahrungen angewiesen, welche ich im vorhergehenden Herbst bei Begehungen des Hauptkammes und der Südabdachung des Gebirges vom Savetal aus gewonnen hatte. Das auf diesen Grundlagen aufgebaute Längenprofil wurde noch im Jänner 1902 der Baudirektion übergeben und sodann für das Bauvergebungsoperat in Lithographie vervielfältigt. Wir werden auf diesen ersten Profilentwurf bei der Besprechung der geologischen Prognose des Karawankentunnels ausführlicher zurückkommen.

Am 14. April 1902 wurde die Bauausführung des Tunnels und der offenen Anschlußstrecken, soweit dieselben im Bereiche der Dammanschüttungen aus Tunnelausbruchsmaterial liegen, der Bauunternehmung E. Groß & Co. übertragen. Die nun bereits mit maschineller Bohrung betriebenen Aufschlußarbeiten hielten anfangs im Norden und Süden ziemlich gleichen Schritt. Mit dem Eintritt in

---

[1] Man vergleiche insbesondere die II. Ausgabe, Wien 1901.

[2] Das für die Projektsstudie der alten Wocheiner Linie aus dem Jahre 1894 gezeichnete Längenprofil des Wocheiner Tunnels konnte direkt als Beilage für das Bauvergebungsoperat verwendet werden, da die neue Tunneltrasse nur wenig von jener des ersten Projektes abweicht. Dr. F. Kossmat hat in seiner Geologie des Wocheiner Tunnels (Wien 1907) diesen Durchschnitt reproduziert und auf Grund der tatsächlichen Ergebnisse der Tunnelierung kritisch beleuchtet.

[3] Vgl. den Bericht im Anzeiger der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 1902, Nr. VIII, p. 77 bis 78.

die Zone der obercarbonischen Schichtgesteine verlangsamte sich jedoch im Süden der Arbeitsfortschritt.

Die ungünstige Vorhersage, welche ich im Jahre 1894 anläßlich der Begutachtung des Stoutunnels an diese Schichtgruppe geknüpft hatte, erfüllte sich nun hier Punkt für Punkt. Der ungewöhnlich starke Gebirgsdruck, dem die kräftigsten Einbaue auf die Dauer nicht zu widerstehen vermochten, und der stete Kampf mit einem anderen in seinen Schlägen unberechenbaren Feinde, dem Methangas, gestalteten die Aufschlußarbeiten in der fast 2 *km* langen Carbonstrecke des Südstollens zu einer außerordentlich schwierigen technischen Aufgabe, welche alle Beteiligten zur äußersten Anspannung der Kräfte nötigte. Das einzige günstige Moment lag in dem Umstande, daß bei der Durchörterung der obercarbonischen Schichten nur spärliche Wasserzuflüsse erschlossen wurden. Auf große Strecken hin erwies sich das Gebirge als vollkommen trocken. Als man daher an der Südgrenze des Carbons am Beginne des vierten Kilometers in wasserführende Triasschichten eintrat, erschien es ratsam, behufs Sicherstellung der bereits durchörterten Carbonstrecke den weiteren Stollenvortrieb von Süd her vollständig zu sistieren und den Durchschlag nur von der Nordseite her anzustreben. So kam es, daß von Birnbaum aus nur etwa drei Achtel, von dem nördlichen Angriffspunkte dagegen nahezu fünf Achtel der Gesamtstollenlänge aufgefahren worden sind.

Am 17. Mai 1905 erfolgte bei Stollenmeter 4892 der Nordseite der Durchschlag des Sohlstollens, anfangs Juni 1906 war die Tunnelröhre der Nordseite samt Oberbau vollendet und im Oktober desselben Jahres konnte die Karawankenlinie dem Verkehr übergeben werden.

Die den beiden Tunnelbauleitungen in Rosenbachtal und Birnbaum zugeteilten Herren Ingenieure haben sich bereitwilligst der Mühe unterzogen, neben der Erfüllung ihrer anstrengenden dienstlichen Obliegenheiten auch noch für die Fixierung des geologischen Beobachtungsmateriales Sorge zu tragen. In jeder der beiden Tunnelbaustationen entstand unter steter Kontrolle durch die Abteilungsvorstände, die Herren k. k. Bauinspektoren F. Gamillscheg und W. Dürr, eine instruktive Sammlung von Belegstücken des Ausbruchsmateriales, erläutert durch besondere im Sinne der oberwähnten Instruktion geführten Protokolle. Die auf den Nordstollen bezügliche Gesteinssammlung umfaßt 176, jene des Südstollens 135 Nummern; jede dieser Nummern erscheint durch mehrere Handstücke belegt, von welchen je zwei für die an die Geologische Reichsanstalt zu expedierende Suite bestimmt waren.

Meine eigenen Tunnelbefahrungen fanden in solchen Intervallen statt, daß ich immer an den Endpunkt der letzten Begehung anknüpfen konnte, so daß mir schließlich ein vollkommen lückenloses Bild der im Tunnel aufgefahrenen Gesteinsarten und ihrer Lagerung zur Verfügung stand. Nur in der Carbonstrecke des Südstollens wären meine Befahrungsnotizen nicht hinreichend gewesen, ein geschlossenes Bild des Gesteinswechsels und der komplizierten Faltendetails zu entwerfen. Des starken Gebirgsdruckes wegen erforderte hier jede Aufschlußstrecke sofortigen Einbau und ich fand daher meist nur vor Ort oder in den gleichzeitig im Vollausbruch befindlichen Ringen Gelegenheit zu eigenen Beobachtungen. Für diesen Teil des Tunnels konnte ich mich aber auf die Arbeiten zweier Ingenieure der k. k. Bauleitung in Birnbaum, der Herren Gottfried Köthe und Robert Franz stützen, die keine Mühe gescheut haben, um auch jenem Teile der offiziellen Instruktion zu entsprechen, welcher die fortlaufende graphische Darstellung der Aufschlüsse als wünschenswert bezeichnete. Sie entwarfen für die Aufschlußstrecke von Stollenmeter 1340 bis 3008 nach den Entblößungen an der westlichen Ulme ein geologisches Längenprofil im Maßstabe 1 : 250. Dasselbe erläutert in trefflicher Weise den lebhaften Gesteinswechsel innerhalb des obercarbonischen Schichtenverbandes und gibt ein getreues Abbild der komplizierten Fältelungen und Zerknitterungen in den gewissermaßen halbplastischen Schiefern sowie anderseits der eigentümlichen Zerstückelung und Deformierung, welche geringmächtige Einlagerungen härteren Gesteinsmateriales innerhalb der Zonen stärkeren Gebirgsdruckes erlitten haben. Auf Taf. III wurde ein Ausschnitt aus diesem geologischen Detailprofil reproduziert.

Herrn Ingenieur R. Franz verdanke ich außerdem mehrere instruktive geologische Detailskizzen aus der Carbonstrecke und aus der Durchschlagsregion, von welchen Reproduktionen in die betreffenden Abschnitte der Tunnelbeschreibung eingerückt werden konnten (vgl. Fig. 20 bis 25 und 29).

Meine eigenen geologischen Aufnahmen und Untersuchungen im Tunnelgebiete wurden durch die k. k. Eisenbahnbaudirektion in wirksamer Weise gefördert. Für wiederholte entgegenkommende Unterstützung meiner Arbeiten bin ich insbesondere Herrn Hofrat J. Hannack, den Herren k. k. Bauinspektoren F. Gamillscheg und W. Dürr sowie dem Leiter der Bauunternehmung Herrn k. k. Baurat A. Ritter v. Pischof verpflichtet. Es ist mir ein besonderes Vergnügen, allen den Genannten auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen zu können.

Einige Grundzüge des geologischen Baues der Westkarawanken.

(Hiezu Tafel I.)

Der zwischen dem Loiblpasse und dem Wurzener Sattel, beziehungsweise der Gailitzspalte liegende Abschnitt der Karawanken, welchen man als Westkarawanken zu bezeichnen pflegt, ist seit den von Peters[1] durchgeführten geologischen Übersichtsaufnahmen der Geologischen Reichsanstalt im Jahre 1855 nicht mehr Gegenstand systematischer geologischer Untersuchungen gewesen. Erst die den Westabschnitt der Karawanken betreffenden Projektsstudien für eine zweite Eisenbahnverbindung mit Triest boten die Anregung zu spezielleren geologischen Begehungen einzelner Teile dieses Gebirges, so im Jahre 1891 des Loiblgebietes, im Jahre 1894 der Gebirgsgruppe des Stou, und bildeten weiterhin die Veranlassung, daß die Geologische Reichsanstalt nach Abschluß der Kartierungsarbeiten in Südsteiermark die offiziellen Aufnahmen in diese westlicheren Gebiete der Südalpen verlegte. Hiebei wurde dem Verfasser des vorliegenden Berichtes die geologische Kartierung des südlich der Drau gelegenen Gebirgslandes, soweit es auf den Spezialkartenblättern Villach—Klagenfurt (Zone 19, Kol. X) und Radmannsdorf (Zone 20, Kol. X) zur Darstellung gelangt, übertragen.

In dem Gebirgsabschnitt zwischen Drau und Savetal, der hier zunächst in Betracht kommt, erschien diese Aufgabe durch den Umstand wesentlich erleichtert, daß im Osten wie im Westen an ein bereits genauer untersuchtes Terrain angeschlossen werden konnte: im Osten an die im Jahre 1895 veröffentlichte geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen,[2] im Westen an das durch grundlegende stratigraphische Ergebnisse bedeutungsvolle Studiengebiet G. Stache's und an die jüngeren Kartenpublikationen von F. Frech[3] und G. Geyer[4] über die Gailtaler Alpen und die Karnische Hauptkette. In bezug auf die Schichtenfolge, die facielle Gliederung und die Lücken in der Sedimentbildung gilt für das Gebiet zwischen Loibl- und Wurzener Sattel dasselbe Schema, das für die Anschlußterrains im Osten und Westen festgestellt werden konnte, und ich kann daher unter Hinweis auf die eben genannten Veröffentlichungen wohl von einer zusammenhängenden Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse absehen und sogleich in die Besprechung einiger für das Gesamtbild des Gebirges bezeichnenden Ergebnisse der Neuaufnahmen eintreten.

1. Eine Tonalitintrusion am Nordrande der Westkarawanken.

Eines der auffallendsten Ergebnisse der Neuaufnahmen war hier die Auffindung einer Durchbruchstelle tonalitischer Gesteine am Nordfuße des Gebirges, durch welche die weite Lücke überbrückt wird,

---

[1] K. Peters, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855. 2. Die Karawankenkette. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1856, VII. Bd. p. 629 bis 691.

[2] F. Teller, Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steine Alpen) in vier Blättern, mit einem Heft Erläuterungen, p. 1 bis 262. Wien 1895.

[3] F. Frech, Geologische Karte der Karnischen Alpen sowie der angrenzenden Gailthaler und Venezianer Berge im Maßstabe 1 : 75000; und: Die Karnischen Alpen, ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. Halle 1892 bis 1894.

[4] G. Geyer, Die Blätter Oberdrauburg-Mauthen und Sillian—St. Stefano der geologischen Spezialkarte mit je einem Heft Erläuterungen. Wien 1901 und 1902.

die bisher zwischen der Tonalitintrusion von Schwarzenbach—Eisenkappel und jener Osttirols bestand. Die Gesteine treten nahe der Westgrenze des Kartenblattes Villach—Klagenfurt, 5 *km* südlich von Warmbad Villach, innerhalb des Verbreitungsgebietes der mächtig entwickelten jungtertiären und glazialen Vorlagen des älteren Gebirges zutage. Die Erosion hat den Tonalit an drei Stellen bloßgelegt. Der westlichste Aufschluß liegt an dem linken Steilrand des Feistritzgrabens unmittelbar südlich von der Brücke, welche in der Spezialkarte die Kote 644 trägt. Es zieht hier der Fahrweg von Susalitsch zur Säge am Ausgange der Feistritzschlucht und nach dem Gehöfte Kopainig durch. Der genannten Brücke zunächst stehen dunkle biotitreiche Flasertonalite an,[1] welche mit 25° in NNW verflächen. In ihrem Liegenden treten flaserig-struierte Gesteine von lichterer Färbung und endlich ein massiges helles Gestein auf, das den normalen Kerntonalit repräsentiert. Bänke von Flasertonalit sind auch an dem Fahrwege, welcher oberhalb der Kante des Steilrandes der Feistritz zu den Bergwiesen »Na hubach« hinaufführt, in einer Längserstreckung von etwa 100 Schritten aufgeschlossen. Der Tonalit wird im Hohlwegseinschnitt von handbreiten Aplitgängen durchsetzt. In der Taltiefe folgt jenseits des Aufschlusses von massigem Tonalit nach einer kurzen Unterbrechung durch Gehängeschutt eine Entblößung von bläulichgrauem Bänderkalk, einem Gliede der am Fuße des Gebirges entwickelten silurischen Schichtenreihe. Wenn auch der Kontakt selbst der Beobachtung nicht zugänglich ist, so unterliegt es doch keinem Zweifel, daß es silurische Schichten sind, welche die Tonalitzone nach Süd begrenzen.

600 *m* in Ost von der Brücke über die Feistritz bietet eine enge Waldschlucht, die sich gegen Techanting hin öffnet, einen zweiten Durchschnitt durch die Intrusivmasse. Derselbe reicht zwar nicht bis an den Südrand des Tonalitkerns heran wie jener im Feistritzgraben, ergänzt aber das Profil nach der entgegengesetzten Richtung. Ich fand hier in der nördlichen Vorlage des Flasertonalits eine Zone jener dunklen, biotit- und andalusitführenden Schieferhornfelse, welche für die Umhüllung der Tonalitkerne so charakteristisch sind. Die Gesteine gleichen vollständig den metamorphen Hüllschiefern, welche den Tonalit von Eisenkappel nordwärts überlagern und deren petrographischen Bestand die Untersuchungen von Graber[2] klargelegt haben. Von besonderem Interesse ist es, daß diese Hüllschiefer hier nicht dem Tonalit auflagern, sondern mit 50° in SSO verflächen, also gegen den Tonalit einfallen.

In einem Abstande von weiteren 400 *m* nach Ost fand ich einen dritten Tonalitaufschluß; er liegt am linken Ufer des Goritscher Baches in der Einsattlung Nord von Punkt 722, durch welche der Fahrweg von Goritschach nach Kopainig hindurchzieht. In einem Hohlwegseinschnitt sieht man unter der glazialen Schuttdecke beiderseits Anbrüche von Tonalit mit leistenförmig hervortretendem Aplitgeäder und vereinzelten dunklen Schlieren von sphäroidischem Umriß. Das Gestein erscheint jedoch meist zu mürbem Grus zerfallen.[3] Diese Aufschlüsse bilden das östlichste Vorkommen anstehenden Tonalits in diesem Gebiete.

---

[1] Die dunkel gefärbten, an Hornblende und Glimmer reichen schiefrigen Gesteine, welche sich hier in die hangenden Bänke des Flasertonalits einschalten, sind es offenbar, welche von Peters bei der ersten geologischen Aafnahme des Gebietes beobachtet und als ein Wiederauftauchen der krystallinen Schiefer des Gailtales gedeutet wurden. Peters (l. c. p. 630) sagt hierüber: »Das krystallinische Grundgebirge, welches an den Gailtalgehängen noch um den Nötschgraben eine ansehnliche Höhe erreicht, ist in diesem Teile der Karawanken gänzlich in die Tiefe gesunken. Nur an der Mündung des Feistritzgrabens, südöstlich von Federaun und südwestlich von Malestig, in einem der kleinen Quergräben, welche die Kette an der Nordseite durchfurchen, zeigte sich eine winzige Partie von grünem Amphibolschiefer, ohne Zweifel als oberste Schichte des Glimmerschieferkomplexes, der anderwärts von den ausgedehnten Schottermassen älterer und jüngerer Entstehung bedeckt wird.« Bei der Aufmerksamkeit, welche Peters schon damals den ortsfremden Gesteinen widmete, ist es ganz unwahrscheinlich, daß hier eine Verwechslung mit den im Erratikum des Gebietes weitverbreiteten Hornblendeschiefern und Amphiboliten vorliegt.

[2] H. V. Graber, Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1897, 47. Bd., 2. Heft, p. 225.

[3] Auf diese Anbrüche von mürbem Tonalit bezieht sich eine Stelle in Frech's »Karnischen Alpen«, die mir erst nach meiner Rückkehr aus dem Aufnahmsgebiete zu Gesicht gekommen ist. Frech schreibt (l. c. p. 11) nach einem Hinweis darauf, daß er diesen Teil der Westkarawanken nur gelegentlich einer flüchtigen Seitentour berührt habe, wie folgt: »Besondere Beachtung verdient das Vorkommen eines silurischen Eruptivgesteines, das, allseitig von Moränen umgeben, im Goritscher Bache bei der Höhenkote

In der Region, in welcher nach Ost hin die Verbindung mit dem Tonalitbogen von Eisenkappel—Schwarzenbach gesucht werden müßte, konnte ich an zwei Stellen im Bereiche der glazialen Schuttbedeckung Tonalitgeschiebe nachweisen. Der erste Fundpunkt liegt an der rechten Seite des Goritscher-Grabens im Anstieg zu den Bergwiesen mit Kote 717, also in der streichenden Fortsetzung des tonalitischen Gesteinszuges und nur etwa 500 *m* von dem letztbesprochenen Aufschluß entfernt. Ein zweites Vorkommen losen Tonalits fand ich 13 *km* weiter in Ost, dort, wo der Fahrweg von Rosenbach nach Schlatten das Bahngeleise übersetzt hat und gegen den Hohlwegseinschnitt anzusteigen beginnt. Es ist ein typisches Geschiebe von etwas über Faustgröße, das den glazialen Schottern der Terrasse entstammt und hier mit Geschieben anderer ortsfremder Gesteine, unter denen durch ihre Häufigkeit besonders Serpentine auffallen, vergesellschaftet ist. Meine Bemühungen, in dem zunächst benachbarten Gebiete Spuren anstehenden Tonalits aufzufinden, waren erfolglos.

Für die tonalitische Intrusionszone am Nordfuße der Westkarawanken ergibt sich nach den hier mitgeteilten Daten eine Aufschlußlänge von 1000 *m* bei einer Maximalbreite von 200 *m*. Die Aufschlüsse sind nicht nur als Fixpunkt für den Verlauf des großen Tonalitbogens von Interesse, sie bieten auch einiges Material zu vergleichend-geologischen Betrachtungen. In dem kleinen Bogensegment beobachtet man ebenso wie im Tonalitzug Eisenkappel—Schwarzenbach ausgezeichnet bankförmige Gliederung der Flasertonalite mit nördlichem Verflächen und in der Hangendregion metamorphe Schiefergesteine, dieselben biotit- und andalusitführenden schieferigen Hornfelse, welche in Ostkärnten den Nordrand des Tonalitzuges begleiten. Die Granititdurchbrüche, welche in den Ostkarawanken das Bild der Intrusivregion vervollständigen, fehlen hier oder sind wenigstens nicht aufgeschlossen, dagegen läßt sich feststellen, daß die metamorphen Hüllschiefer in beiden Gebieten nordwärts von altpaläozoischen Sedimenten überlagert werden, im Osten von den bekannten Grünschiefern und Tuffen mit Diabaslagermassen, in Westen von normalen untersilurischen Tonschiefern und Sandsteinen, welche im Abstiege zur Gail noch 1600 *m* nördlich von dem Tonalit unter der Glazialschuttdecke hervortreten (Abstieg vom Stiegerhof nach Techanting). Erst am Nordufer der Gail heben sich mit felsigem Steilabfall, der dem Durchstreichen des Gailbruches entspricht, die Ausläufer der Triaskalke des Dobratsch heraus, so daß die Breite der die Tonalitintrusion nördlich umrahmenden Silurzone auf rund 3 *km* geschätzt werden kann. Das ist fast genau dieselbe Ziffer, die man in einem vom Tonalit des Remscheniggrabens zur Petzen ziehenden Durchschnitt für die Breite der Zone altpaläozoischer Schichten in der nördlichen Vorlage dieses Eruptivgesteines im Blatte Eisenkappel-Kanker erhält.

Der im Feistritzgraben aufgeschlossene Südrand der Tonalitzone kann im Zusammenhalte mit den aus den Ostkarawanken bekannt gewordenen Verhältnissen nur als eine tektonische Linie, als ein Längsbruch aufgefaßt werden. Der Tonalit tritt hier unmittelbar mit obersilurischem Bänderkalk in Berührung, während in den Ostkarawanken die verschiedensten Glieder der dort entwickelten Schichtgruppen vom Obercarbon bis zum Untermiocän an den Tonalitrand herantreten. Dadurch wird ja eben der tektonische Charakter dieser Linie klar beleuchtet.

Im südsteirischen Anteil des Tonalitbogens konnten in dessen südlicher Begrenzung an einer Stelle auch die metamorphen Schiefergebilde nachgewiesen werden, welche die Intrusionsmasse nordwärts

---

674 *m* anstehend gefunden wurde. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die durch jüngeres Alluvium ausgefüllte, dem allgemeinen Streichen folgende Depression zwischen den nördlichen Kalkhöhen und dem Abfall des Gebirges einem Schieferzug entspricht, dem das Eruptivgestein eingelagert ist. Das letztere ist an dem einzigen bisher beobachteten Aufschluß vollkommen vermorscht. Doch kann man wahrnehmen, daß die Struktur im allgemeinen massig, hie und da auch geschiefert ist. Etwas besser scheinen die in den Moränen, zum Beispiel bei Techanting vorkommenden Geschiebe erhalten zu sein. Leider sind die gesammelten Stücke aus der Kiste während der Bahnbeförderung abhanden gekommen. Das Gestein ähnelt einem Diorit und bestand aus großen, wohlausgebildeten Krystallen von dunkelgrüner (? Hornblende) und weißer Farbe (? Feldspat).«

Frech ist also dem wahren Sachverhalte schon näher gekommen als Peters, dem nur die hornblendereichen schiefrigen Abänderungen bekannt geworden sein dürften. Die nähere Untersuchung des aufgesammelten Materiales würde gewiß zur Erkenntnis geführt haben, daß hier ein Gestein vom Tonalittypus vorliegt.

überlagern. Ich gelangte hiedurch zur Anschauung, daß diese Hüllschiefer das älteste Schichtglied eines OW streichenden Faltenwurfes darstellen, welcher nach Einpressung des Tonalitmagmas durch in Nord vordringende Überschiebungen in die gegenwärtigen, an parallelen Längsstörungen sich abstufenden Aufbruchszonen umgestaltet wurde.[1]

Die Verhältnisse, unter welchen der Tonalit in den Westkarawanken zutage tritt, lassen sich ganz gut in den Rahmen dieser Vorstellung einfügen. Als ältestes Glied der Schichtfolge erscheinen auch hier, dem Nordrand der Tonalitzone unmittelbar sich anschließend, kontaktmetamorphe Schiefergesteine, welche jedenfalls die Basis der normalen altpaläozoischen Sedimente gebildet haben. Diese selbst breiten sich nun zu beiden Seiten der Intrusivregion aus, im Norden vielfach verhüllt durch glaziale Aufschüttungen, im Süden in zusammenhängenden Aufschlüssen den Sockel der Karawanken bildend.

2. Die Silur-Devonbildungen der nördlichen Gebirgsbasis und die übergreifende permische und triadische Schichtenfolge.

In den tief einschneidenden Erosionsrinnen des Feistritz-, Goritscher und Rauscherbaches erhält man einen guten Einblick in die Gliederung und den tektonischen Aufbau dieser Ablagerungen. Tonschiefer, Sandsteine und dickbankige Grauwacken des Untersilur bilden das tiefste Glied der Schichtfolge; ein Niveau von dunklen Kieselschiefern und schwarzen, dünnplattig spaltenden Gesteinen vom Habitus der Graptolithenschiefer des Osterniggebietes bezeichnet die untere Grenze des Obersilur; dieses selbst besteht der Hauptsache nach aus kalkigen Schichtgliedern: gut gebankten Tonflaserkalken, rötlichen und bräunlichen Kalksteinen mit Orthoceren und endlich den mannigfaltigen Gesteinen der Bänderkalkfacies. Als jüngstes Glied der Schichtfolge erscheinen helle bis dunkelgraue, oft auch rötlich geflammte dickbankige bis massige Kalksteine mit Crinoiden und Korallen, die schon als Unterdevon zu betrachten sein dürften.

Diese ganze lithologisch so reich gegliederte Schichtfolge verflächt in Süd unter Winkeln von 45 bis 60°; flachere Lagerung ist selten, senkrechte Schichtstellung nur auf schmale Zonen beschränkt. Wir stehen vor dem Schichtkopf eines isoklinen Faltensystemes, aus welchem die obersilurischen Kalkzüge in mehreren übereinanderliegenden steilwandigen Stufen heraustreten. Im Feistritztale lassen sich vier solcher Stufen unterscheiden, welche als die Grenzmarken von ebenso vielen nach Nord überschobenen Schichtenbündeln oder Schuppen aufzufassen sind. Die tiefste dieser Schuppen beginnt mit der Zone von Bänderkalk, welche unmittelbar an den Südrand der Tonalitintrusion anschließt. Die inverse Lagerung der andalusitführenden Schieferhornfelse am Nordrand des Tonalits wird hiedurch unserem Verständnisse näher gerückt. Der Tonalit liegt in einer nach Nord überschobenen Hüllschieferantiklinale, von welcher nur der Nordflügel noch der Beobachtung zugänglich ist, während der Südflügel von den in gleicher Richtung vordringenden Silurschuppen überschritten wurde. Der antiklinale Schichtenbau ist also im Bereiche dieses Abschnittes der Tonalitzone in gewissem Sinne noch klarer ausgesprochen als in den Ostkarawanken.

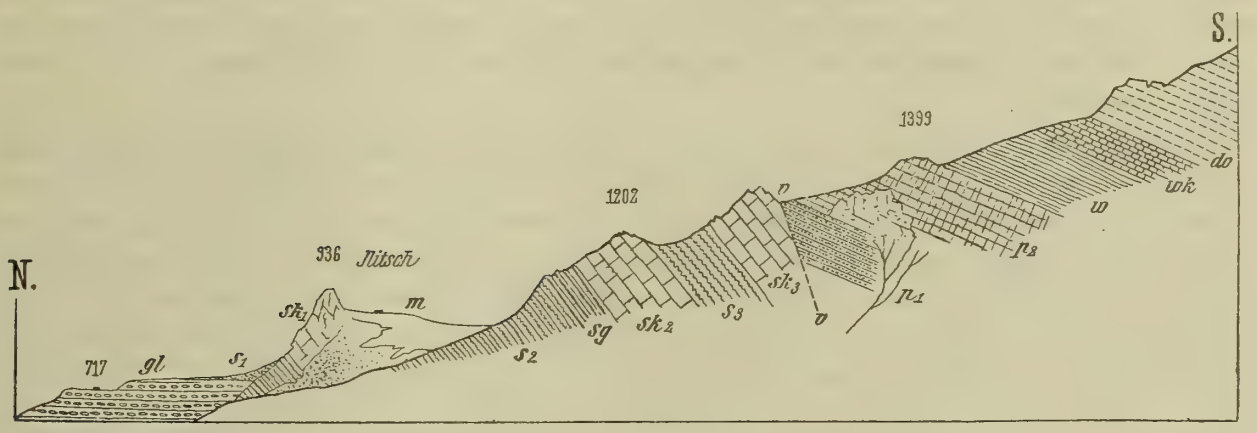
Im westlichen Abschnitt der Karnischen Hauptkette werden die steil aufgefalteten altpaläozoischen Gebilde bekanntlich diskordant von flachliegendem Obercarbon und Perm und weiterhin von Ausläufern der Triasplatte der Julischen Alpen überlagert. Auch in den Westkarawanken folgt über den in Schuppen übereinandergeschobenen Silur-Devonbildungen des Gebirgssockels eine durch flache, fast ungestörte Lagerung ausgezeichnete jüngere Schichtfolge. Dieselbe beginnt mit dem Grödener Sandstein und einer dem Bellerophonkalk äquivalenten Dolomitstufe, über welcher in normaler südalpiner Entwicklung die Ablagerungen der Triasformation folgen. Im Ursprungsgebiet des Feistritzgrabens reicht der Komplex der silurischen Schiefer und Grauwacken bis zu 1400 *m* Seehöhe empor. Das Silur unterteuft die jüngere

[1] Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel—Kanker 1898, p. 13.

Schichtfolge ausnahmsweise unter flachen, wenig über 30° hinausgehenden Winkeln, so daß die Diskordanz zwischen den beiden Schichtgruppen im Kartenbilde gar nicht zum Ausdrucke kommt. Schon in dem östlich benachbarten Goritscher Graben ist die Diskordanz eine auffälligere. Zur Erläuterung mag ein Durchschnitt durch den Rücken an der Ostseite des Goritscher Grabens dienen, dessen Umrisse ich von der Anhöhe oberhalb des Gehöftes Truppe skizziert habe.

In der Tiefe sehen wir die Bergwiese mit Kote 717, welche den Durchgangspunkt der von Glazialbildungen bedeckten Zone von Tonalit bezeichnet. Hier fanden sich die früher erwähnten erratischen Tonalitgeschiebe. Über einer schlecht aufgeschlossenen Region untersilurischer Schiefer und Sandsteine folgt der Schichtkopf jenes mächtigen obersilurischen Kalkzuges, welcher sich als scharf ausgeprägte Wandstufe nach West bis über die Blattgrenze hinaus ins Gebiet des Korpitschgrabens verfolgen läßt. Diesem Kalkzug gehört die Gipfelkote 936 an. Auf der Höhe dieser Stufe liegen auf Moränenresten die Gehöfte Truppe und Ilitsch. Am Fuße der Ilitschwand beobachtet man lose Schollen von roten, eisenschüssigen Kalkschiefern, wie sie auch anderwärts an der Basis des Obersilurs auftreten. Die ersten

Fig. 1.



Profil durch den Goritscher Graben an der Nordseite der Karawanken.

s_1, s_2, s_3 = Untersilurische Schiefer und Grauwacken.
sg = Dünnplattige kieselige Kalke und bituminöse Schiefer.
sk_1, sk_2, sk_3 = Obersilurische Kalkniveaus.
p_1 = Grödener Sandstein.
p_2 = Bellerophondolomit.
w = Untere Werfener Schichten.
wk = Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.
do = Anisische Dolomite.
gl = Glazialschotter auf jungtertiären Konglomeraten und Sandsteinen.
m = Grundmoräne.
v = Hochwipfelbruch.

anstehenden Gesteine sind graue Tonflaserkalke, die mit 50 bis 60° nach Süd einfallen; sie wechsellagern mit dünngeschichteten Kalkschiefern, die selbst durch grünlich-glänzende Serizitbelege ausgezeichnet sind. Darüber folgt dann erst die normale Bänderkalkentwicklung, dunkle bläulichschwarze, licht gebänderte Kalksteine, die aber wiederholt mit dünner geschichteten, wellig gebogenen Kalkschiefern wechsellagern. Das Verflächen ist noch immer steil, 50° in S 30 W. Im Hangenden des Bänderkalkkomplexes lagert zunächst eine schmale Zone von schwarz abfärbenden dünnplattigen Schiefern und kieseligen Kalken, zum Teil lebhaft an Graptolithenschiefer erinnernd, dann folgt, durch Gehängeschutt und verrutschtes Moränenmaterial überstürzt, ein zweites Mal die untersilurische Schiefer-Sandsteinentwicklung (s_2). Im Hangenden dieser zweiten Schieferzone streicht das Lager von obersilurischem Netzkalk in den Talgrund herein, das den Gipfel 1202 der Spezialkarte bildet. Dann folgt eine dritte Zone von Untersilurgesteinen, und zwar dunkle Tonschiefer und heller gefärbte, grünlichgraue, harte Quarzsandsteine und über diesen abermals ein Lager von dunklem, weißadrigem Bänderkalk des Obersilur, das an einem scharfen Bruch gegen grellrote Schiefer und Sandsteine des Perm abschneidet.

An dem Steilabfall des Rückens zur tiefen Erosionsrinne des Goritscher Baches ist die Diskordanz zwischen dem obersilurischen Bänderkalk und den flach in Süd abdachenden Bänken von Grödener Sandstein vollkommen klar aufgeschlossen.

Die Schichten, welche nun in ruhiger Lagerung und lückenloser Folge über dem Grödener Sandstein sich aufbauen, zeigen die gewöhnliche südalpine Entwicklung. Zunächst über dem bunten Sandstein folgt eine mächtige Stufe von gut gebanktem Dolomit, in dessen Oberregion dunkle weißaderige Kalksteinbänke vom Habitus des Bellerophonkalkes eingeschaltet sind. Diese den Bellerophonschichten Südtirols entsprechenden unteren Dolomite bilden noch den felsigen Gipfel mit Kote 1399. Der daran anschließende sanftere Rücken entspricht dem Horizont der Werfener Schichten. Dieselben gliedern sich deutlich in zwei Abteilungen, eine tiefere, durch gelbliche Verwitterungsfarbe auffallende, sanfter geböschte Gehängstufe, in welcher grünliche und violette Schiefergesteine mit Myaciten- und *Pseudomonotis*-Resten anstehen, und eine höhere felsige Stufe aus grauen tonigen Kalken mit *Naticella* und *Myophoria costata*. Die darüber aufragende felsige Kammpartie besteht aus Dolomiten und Rauhwacken, welche bereits der anisischen Stufe zuzuweisen sind. Es ist das der Grenzdolomit des Triasprofiles von Neumarktl.[1] In den oberen Verzweigungen des Rauschergrabens ist dieses Niveau besonders gut aufgeschlossen. Die schmutziggrauen, gut gebankten Dolomite alternieren hier in lebhafter Weise mit lockeren, sandig verwitternden Rauhwackenlagen, wobei die härteren Dolomitbänke deutlich als Gesimse aus den Wandprofilen heraustreten.

Im oberen Rauscherbach gewinnen wir auch einen Einblick in die hangende Fortsetzung unseres Profiles. Über dem wohlgegliederten Dolomit-Rauhwackenkomplex erhebt sich eine plumpe Felsmasse, der Schichtkopf einer ungefähr 50 *m* mächtigen Serie dickbankiger Kalkbildungen mit Konglomerat- und Breccienstruktur, deren Basis durch eine grellrot gefärbte Lage von eisenschüssigen sandigen Tonen und glimmerigen sandigen Schiefern schärfer markiert erscheint. Die Ablagerung entspricht den bunten Konglomeraten, Breccien, Schiefern und Sandsteinen, welche an der Südseite des Gebirges, in mächtigster Entwicklung im Belzagraben und am Gehänge ober Längenfeld im Savetal, die Basis des Schlerndolomits bilden. Auch im oberen Rauscherbach werden die in massige Bänke gegliederten Kalkkonglomerate unmittelbar von Schlerndolomit überlagert. Der schon von der Draubrücke in Villach sichtbare, dunkler gefärbte Vorgipfel des Hauptkammes mit der Kote 1524 besteht aus dem harten Muschelkalkkonglomerat, die Einsattlung südlich davon aus den blendend weißen Zerfallsprodukten des zuckerkörnigen Schlerndolomits, aus welchem sich auch die darüber aufragenden felsigen Höhen des Malestiger Kogels (1801 *m*) und des Černi vrh (1841 *m*) aufbauen.

Östlich und westlich von der hier geschilderten Durchschnittslinie schaltet sich zwischen den Konglomeratbildungen und dem Schlerndolomit eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Grenzschicht ein, die aus dunklen plattigen Kalksteinen, grünen Porphyren und bunten Tuffen besteht. Ich beobachtete diese Schichten in den obersten Verzweigungen des Feistritzgrabens und an dem Nordabfall des Černi vrh in den Kropiunagraben. Wir werden denselben in östlicher gelegenen Paralleldurchschnitten noch des öfteren begegnen und eines dieser Vorkommnisse an der Hand eines Profiles erläutern (vgl. Fig. 3 auf p. 18 [160]). Es entspricht diese auffallende Gesteinszone dem Niveau der Felsitporphyre und der bunten Tuffe von Kaltwasser bei Raibl, welche auf Grund des Fossilinhaltes der begleitenden dunklen Kalksteinlager mit den Buchensteiner Schichten identifiziert worden sind.[2] Die Einschaltung dieser Schichtgruppe zwischen die Konglomerat- und Dolomitstufe ermöglicht eine genauere Altersbestimmung der beiden jüngsten Horizonte unseres Profiles. Es geht daraus hervor, daß die roten Schiefer und bunten Konglomerate und Breccien bereits ein sehr hohes Niveau innerhalb der anisischen Stufe repräsentieren und daß für die hellen Dolomite des Malestiger Kogels mit Rücksicht auf ihre Lagerung im Hangenden von

---

[1] F. Teller, Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Führer d. IX. Intern. Geologenkongr., 1903, XI, p. 7.

[2] F. Kossmat, Umgebung von Raibl. Führer d. IX. Intern. Geologenkongr. 1903, XI, p. 4 bis 5.

Äquivalenten der Buchensteiner Schichten die Bezeichnung Schlerndolomit vollständig gerechtfertigt erscheint.

Die Platte von Schlerndolomit erstreckt sich nach Ost bis zum Jepcasattel. Eine im Bašica (Vašca-) Kamm, im Quellgebiet der Belza beginnende Störungslinie (Streichen W 20 S—O 20 N) schneidet den Dolomit hier geradlinig gegen eine jüngere Schichtgruppe ab, welche das durch sanft gerundete Bergformen ausgezeichnete Kammstück zwischen dem Jepcasattel (1441 *m*) und der Bertahütte (1587 *m*) übersetzt. Diese im Hangenden des Schlerndolomits lagernde Schichtfolge besteht aus dünnbankigen dunklen Kalken mit Hornstein, schwarzen Kalkschiefern und dünnschichtigen, mergelig-sandigen Gesteinen, welche in flachliegender Bankung nach OSO gegen die Bertahütte hin einfallen. Die Bertahütte selbst steht schon auf den tiefsten Bänken eines jüngeren Dolomits, der in der Gipfelpyramide des Mittagskogels in Dachsteinkalk übergeht. Innerhalb dieses jüngsten Dolomitniveaus, das sich, von West her gesehen, als ein breiter Gürtel um den Mittagskogel herumschlingt, fand ich an verschiedenen Stellen Bänke mit Megalodonten, wie sie in den Dachsteinkalken der Gipfelregion schon von Lipold konstatiert worden sind. Peters fand außerdem unweit des Gipfels einen großen Gastropoden, den er als *Chemnitzia Rosthorni* bestimmt hat.

Für die Untersuchung der Grenzregion zwischen Schlerndolomit und der nächstjüngeren kalkig-tonigen Schichtgruppe möchte ich den Jepcasattel wegen der hier durchziehenden Störung nicht als die geeignete Lokalität betrachten. Denn eine Dislokation liegt hier jedenfalls vor, wenn man auch deren Ausmaß nicht genauer festzustellen vermag. Sehr gut ist dagegen die Übergangsregion an der Westseite des Vaščakammes oberhalb der gleichnamigen Alpe aufgeschlossen.

Im Niveau der Vaščaalpe lagern über dem hellen Schlerndolomit zunächst dunkle bituminöse Gesteine von dolomitischer Beschaffenheit mit Schnüren und Bändern von schwarzem Hornstein. Sie sind dickbankig gegliedert und verflächen mit 30° in Ost. Über diesem bituminösen Grenzdolomit beobachtet man eine Wechsellagerung von dickbankigen, hellgrauen, grobspätigen Kalksteinen mit schwarzen Plattenkalken, in welche sich in dem Maße, als man zur Höhe des Kammes der Vašca ansteigt, immer häufiger dünnschichtige schiefrige Zwischenlagen einschalten. Auf der aussichtsreichen Höhe überwiegen die dünnschichtigen, mergelig-sandigen Gesteinslagen über die plattigen Kalksteine. Der ganze Schichtkomplex fällt mit 20 bis 25° in Ost. Die grauen spätigen Kalke nächst der Vaščaalpe fand ich ganz erfüllt mit den Resten einer dickschaligen Bivalve von Megalodontentypus. Die Präparation ergab, daß die Reste auf die Gattung *Physocardia* Wöhrm. zu beziehen sind. Auch die dunklen Kalkabänderungen beherbergen diese interessanten Bivalvenreste, doch sind sie hier schwerer aus der Gesteinsumhüllung zu lösen. In den dünner geschichteten Kalken und Kalkschiefern, welche sich im Hangenden der Physocardienbänke entwickeln, beobachtet man häufig Schalenpaare von *Posidonomya wengensis*; solche Schalenabdrücke konnte ich noch in den dunklen Kalkbänken auf der Höhe des Vaščakammes konstatieren.

Auch an der Ostseite des Mittagskogels besteht die tiefste Abteilung der in Rede stehenden kalkig-tonigen Schichtgruppe aus einer Verknüpfung von bituminösen Kalken und Dolomiten mit reichlicher Hornsteinführung. Am klarsten zeigen dies die Aufschlüsse im Hintergrunde des Ardešicagrabens, der ins Rosenbachgebiet hinausmündet. Unterhalb der Talspaltung bei Kote 1015 beobachtet man daselbst zu unterst graue bis dunkle bituminöse Dolomite und dolomitische Kalke mit Kieselknollen, darüber eine dünnschichtige Zone von Plattenkalken und Kalkschiefern mit *Posidonomya wengensis*, die stellenweise durch Zwischenlagen von schwarzem Hornstein geradezu gebändert erscheinen. Über dieser besonders hornsteinreichen Schichte folgt dann eine Stufe von hellem, massigem, pfeilerförmig zerklüftetem Dolomit und in dessen Hangenden erst, etwa in der Kote 1100, das Niveau der physocardienführenden Kalke. An dem Nordabsturz der Baba, der sich zur Linken über der Anstiegsroute zur Ardešicaalpe erhebt, sieht man hart am Fuße der Wände zwischen den Isohypsen 1500 und 1700 nochmals zwei mächtige Lager von Dolomit durchstreichen, die sich durch hellere Färbung und massige Absonderungsformen scharf aus dem dunklen, kalkigen Schichtenmaterial herausheben. In dem darüber aufragenden Gipfelbau

der Baba (1892 *m*) wird die kalkig-tonige Schichtentwicklung nicht mehr durch Dolomiteinschaltungen unterbrochen.

An der Westabdachung des Babagipfels fand ich in der Kote 1600 zwischen zwei Dolomiteinschaltungen dunkle Gesteinsbänke mit Halobien, die solchen aus den Kassianer oder den Partnachschichten ähnlich sind, und damit in Verbindung gelblich-verwitternde, mergelige Kalkplatten mit langgestreckten, sägeförmig gezahnten Cidaritenstacheln, welche ebenfalls an Reste aus den Kassianer Schichten erinnern. Die Fundstelle liegt innerhalb einer flachgelagerten Schichtenfolge ungefähr 300 *m* unter dem Babagipfel und 200 *m* über der Kante der in den Mlince potok abstürzenden Wände von Schlerndolomit. Die Gesamtmächtigkeit der über dem Schlerndolomit sich aufbauenden jüngeren Schichtfolge ist also hier auf rund 500 *m* zu veranschlagen. Steigt man über die Mlincealpe nach West in die Tiefe der gleichnamigen Schlucht ab, so sieht man, daß die Dolomite, welche die genannte jüngere Schichtfolge zunächst unterlagern, dunkel gefärbt, stark bituminös und reichlich mit schwarzen Hornsteinbändern durchzogen sind. Erst 100 *m* tiefer stellt sich die normale Schlerndolomitentwicklung ein.

Die Grenze zwischen den Schichten der Baba und den im Norden des Mlincesattels aufragenden megalodontenführenden Dolomiten und Kalken des Hühnerkogels (Gebno) fällt mit einer ONO streichenden Störungslinie zusammen, an welcher eine eigentümliche, bis in den Schlerndolomit hinabgreifende, nach Süd gewendete Überfaltung der Schichten wahrzunehmen ist. Der Punkt ist daher zur Untersuchung der stratigraphischen Verhältnisse unserer Schichtgruppe an der Grenze gegen den Hauptdolomit nicht geeignet. Viel günstiger sind in dieser Beziehung die Aufschlüsse im Bereiche des Hauptkammes. Die Bertahütte steht, wie schon oben bemerkt wurde, auf schmutziggrauem, hie und da etwas bituminösem, sandig verwitterndem Dolomit, der bereits zum Gefüge der Gipfelpyramide des Mittagskogels gehört und dem Niveau des Hauptdolomites entspricht. Knapp unterhalb der Bertahütte fand ich in diesem Dolomit Durchschnitte von faustgroßen Megalodonten. An der Basis dieser Dolomite lagern, die Kalkkuppe westlich von der Bertahütte zusammensetzend, zunächst dunkelgraue bis schwarze, gut gebankte Kalke mit Schnüren und Bändern von Hornstein, die flach in OSO unter den Mittagskogel hin einfallen. Sie sind stellenweise reich an kleinen herzförmigen Bivalvendurchschnitten.

Nach West folgt nun eine zweite schütter bewaldete Kuppe, in welcher diese dickbankigen hornsteinführenden Kalke mit dünnschichtigen, schiefrig-mergeligen Gesteinen in Wechsellagerung treten. An dem steilen Nordabfall dieses Waldschopfes fand ich auf den Schichtflächen grauer Mergelplatten in großer Zahl die Schalen von *Corbis (Schafhäutlia) Mellingi*, dann *Anoplophora Münsteri* und *Gervilleia* spec., ferner in dunklen, harten, muschelig-brechenden Kalksteinen, die mit den Mergelplatten wechsellagern, die Schalenabdrücke von *Posidonomya* aff. *wengensis*. Von besonderem Interesse ist es aber, daß in denselben Bänken, welche durch das Vorkommen von *Corbis Mellingi* charakterisiert sind, gut erhaltene Reste von *Physocardia* spec. konstatiert werden konnten, die von jenen an der Ostseite des Vaščakammes, wo sie im unteren Teil der Schichtfolge gleich über den bituminösen, hornsteinführenden Grenzdolomiten gesammelt wurden, nicht zu unterscheiden sein dürften. Ich zweifle auch nicht, daß die herzförmigen Bivalvendurchschnitte, die in den höchsten Kalkbänken an der Basis des Hauptdolomites beobachtet wurden, auf die Gattung *Physocardia* zu beziehen sind. Von dem Waldschopf, an dessen Nordabfall die Fossilreste der Raibler Schichten gesammelt wurden, bis zum Jepcasattel hinüber tritt in der Gesteinsbeschaffenheit der Schichtfolge keinerlei Änderung ein.

Die hier aufgeschlossenen jüngsten Glieder der dunklen, kalkig-tonigen Schichtfolge sind also zweifellos als eine Vertretung der südalpinen Raibler Schichten zu betrachten.[1]

---

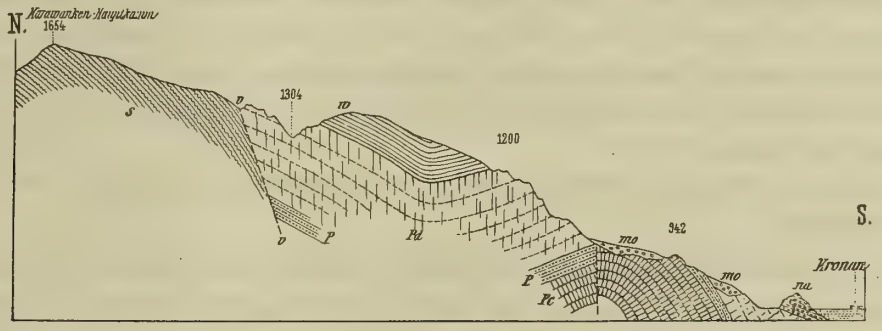
[1] Frech erläutert in den »Karnischen Alpen« die morphologischen Verhältnisse des Mittagskogels und der Vorhöhen von St. Kanzian durch eine auf p. 12 eingeschaltete Abbildung. Die mit *SK* signierten Felsentblößungen im Mittelgrund rechts entsprechen den Obersilurkalken von St. Kanzian, in deren Rücken in Übereinstimmung mit Frech's Darstellung noch eine breite Zone von silurischen Schichten am Fuße des Karawankenabhanges hinzieht. Dieselben erreichen aber nicht die Höhe des Kammes, welcher sich, wie oben geschildert wurde, bereits aus Ablagerungen der oberen Trias aufbaut. Die mit *SS* bezeichnete Region fällt daher in der von Berner nach Photographie gezeichneten Ansicht bereits in das Verbreitungsgebiet der Raibler Schichten, *Tr* aber sind die

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, daß im Bereiche des Karawankenhauptkammes infolge einer durch den Jepcasattel durchstreichenden Störung nur die Hangendglieder der den Schlerndolomit überlagernden kalkig-tonigen Schichtfolge zur Beobachtung gelangen. In den Profilen an der Ostseite des Vaščakammes und an den Abdachungen der Baba gegen die Ardešica und gegen den Mlince potok reicht die hier 500 bis 600 *m* mächtige Schichtfolge sicherlich in die Kassianer Schichten hinab, umfaßt also Ablagerungen der julischen und ladinischen Stufe. Die tiefsten, mit bituminösen Dolomiten verknüpften Plattenkalke und Kalkschiefer, eine zugleich durch reiche Hornsteinführung ausgezeichnete Schichtabteilung, wie sie insbesondere der Ardešicagraben in großer Mächtigkeit aufschließt, repräsentiert aller Wahrscheinlichkeit nach das Niveau der Wengener Schichten. Es scheinen diese durch dunkle Färbung auffallenden bituminösen Dolomite in bezug auf ihre Mächtigkeitsentwicklung mit dem normalen Schlerndolomit in einem vikarierenden Verhältnisse zu stehen. Von dem Horizont der die Buchensteiner Schichten repräsentierenden Porphyre und Tuffe aufwärts besteht hier jedenfalls keine Lücke in der Sedimentation, und wenn wir hier Grenzen in die Schichtfolgen hineinlegen, so können dieselben nur künstliche und schematische sein.

3. Die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches und jüngere Querdislokationen.

Wir kehren nun zu unserem Durchschnitt durch die Nordabdachung des Gebirges zurück. Die Diskordanz zwischen dem altpaläozoischen Gebirgssockel und der flacher gelagerten permischen und triadischen Schichtfolge in dessen Hangenden ist tektonischer Natur und vollkommen analog jener

Fig. 2.



Profil durch den Nordabhang der Karawanken östlich vom Wurzener Passe.

s = Untersilurische Schiefer und Grauwacken.	*w* = Werfener Schichten.
Pc = Permocarbonischer Riffkalk.	*na* = Nagelfluhbänke.
P = Bunte Breccien und rote sandige Schiefer des Perm.	*mo* = Moräne.
Pd = Bellerophondolomit.	*v* = Hochwipfelbruch.

Störungslinie, welche Frech in den »Karnischen Alpen« als Hochwipfelbruch bezeichnet hat,[1] ja sie ist deren unmittelbare östliche Fortsetzung. Frech hat diesen Bruch aus der karnischen Hauptkette quer über die Gailitzfurche bis an die Wurzener Straße verfolgt und seinen Verlauf in der geologischen Karte der »Karnischen Alpen« im Maßstabe 1 : 75000 besonders herausgehoben. Im Gebiete des Überganges über die Wurzen liegt der Bruch an der Südabdachung des Gebirges, streicht aber dann, wie meine Begehung des Grenzgebietes der Blätter Bleiberg—Tarvis und Villach—Klagenfurt ergeben hat, über den

in deren Hangenden lagernden Dolomite, auf denen die Bertahütte steht. SS in der rechten oberen Ecke des Bildes bezeichnet ziemlich genau die Stelle, an welcher die oben erwähnte Störung an der Grenze von Raibler Schichten und Schlerndolomit den Jepcasattel übersetzt und in den Kropiunagraben an die Nordseite des Gebirges herübertritt.

[1] Frech, Karnische Alpen, p. 9, Taf. III, p. 56, und Profiltafel III, p. 58, sodann p. 435, 465, 466; man vergleiche ferner die beiden tektonischen Übersichtskarten zu diesem Abschnitt.

Schwarzriegelsattel, die tiefste Einsenkung zwischen Kamnat vrh (1655 *m*) und Vojšča (1737 *m*), wieder an die Nordabdachung des Karawankenhauptkammes hinüber.

Fig. 2 soll die Lagerungsverhältnisse erläutern, welche östlich vom Wurzener Passe unmittelbar vor dem Übertritt der Bruchlinie an die Nordseite des Gebirges herrschen. Der Durchschnitt führt in NS-Richtung vom Hauptkamme der Gebirgskette in den Talboden von Kronau hinab. Der Karawankenhauptkamm besteht hier noch aus Schiefern und Grauwackensandsteinen des Untersilur, die mit 30 bis 40° in Süd verflächen. Vom Gipfel 1654 nach Süd absteigend gelangt man in der Kote 1400 aus dem sanft geböschten Schiefergehänge plötzlich in felsige Entblößungen, welche sich aus flach gelagerten, scharf gegen den Silurschiefer abstoßenden Dolomitbänken aufbauen. Dieser Dolomit entspricht dem Niveau der Bellerophonschichten, denn in der östlichen Fortsetzung des geradlinig verlaufenden Bruches kommt jenseits der Wasserscheide gegen den Korpitschgraben, also im Nordabfall des Gebirges zur Gail, an der Basis dieser Dolomite ein nun auf eine weite Erstreckung hin zu verfolgendes Band von Grödener Sandstein zum Vorschein, während die Dolomitplatte in der Fortsetzung des Profiles nach Süd von fossilführenden Bänken des Werfener Niveaus überlagert wird. Die mächtige Folge von Triasgesteinen, welche weiter in Ost das Hangende der permischen Schichten bildet, ist hier bis auf die Werfener Schichten abgetragen worden. Diese selbst sitzen, den Untergrund ausgedehnter Bergwiesen bildend, nur als Denudationsrest auf flachmuldig gelagertem Bellerophondolomit, welcher im Steilabstieg nach Kronau als ein 200 *m* mächtiger Schichtkopf wieder zutage tritt. In der Kote 1000 ungefähr erreicht man den Oberrand einer wohlausgeprägten Terrasse, in deren südlichen Steilabfall der Bellerophondolomit ein drittes Mal zur Beobachtung gelangt, aber hier mit steil (45 bis 50°) nach Süd einschießenden Platten und als Dach einer älteren Schichtfolge. Es zeigen sich an dem genannten Steilhang in den tiefsten Bänken des Dolomits zunächst Einschaltungen von roten tonigen Schiefern, darunter bunte Kalkkonglomerate und Breccien, an deren Basis endlich helle, rötlich geflaserte dickbankige Riffkalke reich an Durchschnitten von *Schwagerina princeps*, die Äquivalente der Trogkofelschichten. Diese Riffkalke bilden den Kern einer OW streichenden Antiklinale, deren nördlicher Flügel unter dem die Terrasse überragenden Schichtkopf von Bellerophondolomit zu suchen ist.

Die mit Glazialschutt bedeckte Terrasse ist somit eine tektonische Stufe, die durch eine Längsdislokation bedingt erscheint.

Das in Fig. 2 skizzierte Profil verquert an seinem Nordende einen bewaldeten Rücken, welcher mit allen Merkmalen eines jüngeren Walles dem Fuß des älteren Gebirges vorgelagert ist. In der Tat besteht dieser Rücken aus einer weißen Kalknagelfluh mit ausgezeichneter in WNW geneigter Deltaschichtung, einer fluvioglazialen Randbildung des Seebeckens von Kronau.[1]

550 *m* östlich von dem geschilderten Durchschnitt überschreitet der Hochwipfelbruch die Kammlinie der Westkarawanken und zieht nun an der Nordabdachung des Gebirges hin. Die silurischen

---

[1] Schon Peters hat auf die geneigte Schichtstellung in der Konglomeratbarre zwischen Oberwurzen und Kronau hingewiesen und schloß daraus auf »nicht unbedeutende Bodenschwankungen in den jüngsten Epochen« (l. c. p. 646).

Im Süden dieses Walles geschichteter Glazialbildungen beobachtet man am Gebirgsabhang, über die steil aufgerichteten Kalk- und Dolomitbänke übergreifend, kuppenförmige Erosionsreste von Moränen, in welchen die schwarzen Schiefer und Grauwackengesteine des Wurzener Gebietes das hauptsächlichste Bestandmaterial bilden, die Moränen heben sich daher schon durch ihre dunkle Färbung auffallend von dem lichten Gesteinsuntergrund ab. Auch die Terrasse oberhalb Kote 942 ist mit Moränenmaterial bedeckt. Hier fielen mir im Glazialschutt große bestoßene und abgescheuerte Schollen von gelblichweißem Crinoidenkalk auf — eine derselben maß 0·7 *m* in der Länge —, welche nach ihren fossilen Einschlüssen, gut erhaltenen Brachiopoden und Belemniten, nur aus liasischen Ablagerungen stammen können. Das Gestein stimmt vollständig mit den lichten, von Belemnitenkeulen durchspickten Hierlatz-Crinoidenkalken überein, welche ich bei den Aufnahmen im Gebiete der Pokluka (Straße nach Mrzli studence) und in der Wochein in großer Verbreitung nachweisen konnte. Es ist diese charakteristische Facies des Lias sicherlich auch an der Nordseite der Julischen Alpen entwickelt und hier dürfte wohl das Ursprungsgebiet für diese Erratika zu suchen sein.

Das Vorkommen ist darum von besonderem Interesse, weil hiedurch die seinerzeit von Peters aufgestellte Regel durchbrochen erscheint, derzufolge im nördlichen Gelände des Savetales keinerlei Erratika südlicher Provenienz zu beobachten sein sollten,

Schichten, welche zu beiden Seiten des Wurzener Passes die Kammhöhen bilden, sinken allmählich in den Sockel des Gebirges hinab. Das durch seine grelle Färbung weithin leuchtende Band des Grödener Sandsteines begleitet die Südgrenze des Silurgebietes aus dem Hintergrund des Korpitschgrabens bis an den Südabfall des Malestiger Kogels. Von hier bis in den Kropiunagraben bildet wieder Bellerophondolomit die südliche Begrenzung der altpaläozoischen Schichtenreihe.

An der Nordseite des Mittagskogels erscheint der normale Verlauf der Gesteinszonen durch zwei parallele, in N 35 W ausstreichende Querstörungen unterbrochen. Die erste verläuft durch die westliche Steillehne des Kropiunagrabens und schneidet die ganze in Fig. 1 skizzierte Schichtenfolge bis hinauf in den Muschelkalk scharf gegen Ost hin ab. Ihr parallel setzt im Worounicagraben eine zweite Querstörung auf, die dadurch schärfer gekennzeichnet ist, daß sie vor dem Austritt in das Glazialgebiet von Obergreuth eine abnorm gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk von dem OW streichendem Silurgebiete scheidet. Zwischen diesen beiden Querstörungen greift das Verbreitungsgebiet der silurischen Schichten über seinen normalen Rahmen nach Süd hinaus und dringt tiefer in das Fußgestell des Mittagskogels ein. Über untersilurischen Schiefern lagern hier unmittelbar Gesteine des oberen Muschelkalks und Schlerndolomit. Jenseits der breiten Schuttfelder der Worounica sehen wir dagegen die Südgrenze der Zone silurischer Schichten wieder um ein beträchtliches Stück nach Nord hinausgerückt und es ist somit schon aus dem Ergebnisse der geologischen Kartierung klar zu erkennen, daß die beiden genannten Querstörungen jünger sind als der Hochwipfelbruch und daß sie diesen selbst und die von ihm geschiedenen Gebirgsschollen in beträchtlichem Ausmaße dislociert haben. Beim Kropiunaquerbruch beträgt das Ausmaß der Verschiebung in der Projektion der Karte etwa 1 *km*, im Worounicagraben 900 *m*. Der Worounicabruch läßt sich nach SO bis auf den Kamm zwischen dem Kleinen Mittagskogel und der Ferlacher Alm verfolgen und scheint weiterhin in die auffallende Störungslinie überzugehen, welche in dem Grenzkamme zwischen Gračenica und Ardešicagraben den Dachsteinkalk der Resmanica von dem nördlich vorgelagerten Schlerndolomitgebiet scheidet. Wir werden auf diese Störungslinie, die in ihrer Fortsetzung die Achse des Karawankentunnels verquert, bei der Beschreibung des Tunnelprofiles nochmals zurückkommen.

Jenseits des breiten Schuttfeldes der Worounica verläuft die Fortsetzung des Hochwipfelbruches auf eine Erstreckung von etwa 4 *km* fast geradlinig nach Ost. Vor dem Steilabfall des Gebirges breitet sich hier eine hügelige, von zahlreichen Gräben durchfurchte Vorstufe aus, welche aus Konglomeraten und Sanden jungtertiären Alters, den Äquivalenten der Sattnitzkonglomerate, besteht. Diese jungen Gebilde reichen ungefähr bis zur Kote 800 empor. In dieser Höhenlage treten am Fuße der nun steiler ansteigenden Gebirgslehne silurische Schichten zutage. Die nur in geringer Breite aufgeschlossene Gesteinszone greift nordwärts, den Erosionsrinnen folgend, mit ausgezackten Rändern unter die jüngere Konglomeratdecke hinab, im Süden schneidet sie dagegen geradlinig gegen die Triasbildungen des Türkenkopfes und Gračenicakammes ab.

Das tiefste Glied der altpaläozoischen Sedimente sind dunkle Grauwackenschiefer und grünliche, gefältelte, phyllitähnliche Gesteine des Untersilurs, die nach Süd verflächen. Darüber erhebt sich, eine steile Wandstufe bildend, der Schichtkopf einer Lagers von dunkelgrauem Bänderkalk, in dessen Hangenden an einer Stelle gut gebankte, rote, eisenschüssige Kalke vom Habitus der obersilurischen Kalke des Kok zu beobachten sind. In diesem Niveau sieht man an dem Wege zur Kopeiner Alpe Spuren alter Schurfbaue auf Roteisenstein. Das höchste Glied der Schichtfolge bilden graue, rötlich geflammte Riffkalke

---

während umgekehrt im Glazialmaterial der julischen Talseite Gesteine aus den Karawanken fehlen. (Man vergleiche insbesondere: E. Brückner, Der Savegletscher, in Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 10. Lief., 1. Hälfte, Leipzig 1909, p. 1046).

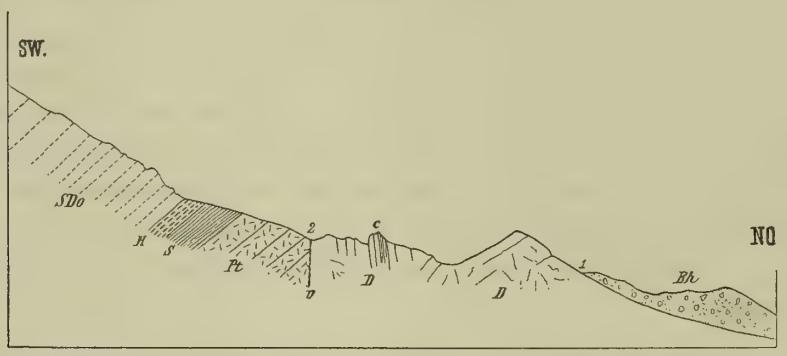
Die Glazialterrasse, in deren Bereich die Geschiebe von Hierlatzkalk in der Kote 1000 beobachtet wurden, setzt nach Ost in die scharf ausgeprägte Gehängstufe von Mitterberg und Lautischer fort, wird dann durch die Belzamündung unterbrochen, ist aber enseits derselben wieder durch die auf Moränenmaterial liegende Kulturparzelle von Sedelčnik (Kote 960 bis 980) deutlich markiert.

mit Cyathophyllen und Crinoiden, welche wohl schon dem Unterdevon zuzuweisen sind; sie gleichen den devonischen Korallenkalken vom Großen Christof nächst Bad Vellach bei Eisenkappel.

Diese jüngste Stufe der altpaläozoischen Schichtenreihe ist es, mit welcher das in Fig. 3 skizzierte Profil durch das Gehänge Süd von Kopein beginnt. Die Unterlage des Riffkalkes ist an dem Durchgangspunkte unseres Profiles durch einen mächtigen Bergsturz verhüllt, der sich vom steilen Türkenkopf-Gehänge in die tiefe Schlucht hinabsenkt, welche das Plateau von Kopein nach Ost begrenzt. Der Fahrweg von Kopein zur Alpe 1079 zieht am oberen Rande dieses Bergsturzterrains durch. Während die Bänderkalke, welche weiter östlich den Riffkalk unterlagern, in schön gegliederten Bänken flach in Süd einfallen, sind diese selbst von massiger Struktur und nur undeutlich gebankt. Dagegen beobachtet man auf der höheren der beiden Kuppen von Riffkalk, welche das Bergsturzterrain überragen, eine ausgezeichnete Clivage, senkrecht stehende Parallelklüfte mit Streichen O 20 S nach W 20 N. Das entspricht genau der Orientierung der Bruchlinie, welche den altpaläozoischen Riffkalk von den bergwärts folgenden triadischen Schichten scheidet.

Eine leichte Terraineinsenkung oberhalb der Riflkalkkuppe, durch welche ein Fußweg in einen Kahlschlag hinüberführt, bezeichnet die Durchgangsregion des zweifellos senkrecht niedersetzenden

Fig. 3.



Durchschnitt durch die Region des Hochwipfelbruches bei Kopein.

D = Devonischer Riffkalk.	*c* = Cleavage im Devonkalk.
Pt = Porphyr und Porphyrtuff.	*v* = Hochwipfelbruch.
S = Schiefer, Sandstein und Knollenkalk.	*Bh* = Bergsturzhalde.
H = Dunkle Kalke und Dolomite mit Hornstein.	1 = Fahrweg zur Kopeiner Alpe.
SDo = Schlerndolomit.	2 = Steig in einem Holzschlag.

Bruches. Der Fußweg schneidet bereits das tiefste Glied der jenseits des Bruches ansteigenden jüngeren Schichten an. Es sind grüne und rotbraune Felsitporphyre im Wechsel mit buntscheckigen, jaspisführenden Tuffen, in welchen man auf den ersten Blick das Eruptivgesteinsniveau von Kaltwasser bei Raibl erkennt. Porphyre und Tuffe bilden eine durch gelbe Verwitterungsfarbe auffallende Gehängepartie. Etwa 50 *m* über der Einsattlung gelangt man in das Hangende der flach in Süd einfallenden Tuffschichten. Dasselbe besteht aus grauen sandigen Schiefertonen und glimmerreichen, schiefrigen Sandsteinen, welche mit Linsen und Platten von dunklen, kalkig-tonigen Gesteinen wechsellagern. Die Schiefergesteine sind teils dicht, ebenflächig und paläozoischen Tonschiefern ähnlich, teils sandsteinartig, krummschalig und mit Fließwülsten bedeckt und dann an gewisse Gesteine der Werfener Schichten erinnernd, immer aber sind sie mit dünnplattigen Lagen dunkler, unreiner, oft sandiger Kalke verknüpft. Über dieser etwa 30 *m* mächtigen Schichtentwicklung folgt eine Zone von schwarzen, dünnbankigen Kalksteinen und bituminösen Dolomiten, beide durch reichliche Hornsteinführung ausgezeichnet. Diese Gesteinszone bildet in einer Mächtigkeit von etwa 20 *m* die Basis des durch blendendweiße Schuttrinnen charakterisierten

Schlerndolomits, welcher über den Gračenicakamm bis in die gleichnamige Längstalfurche hinüber fortsetzt.[1]

Im Gebiete der »Grauen Wand« östlich von unserer Durchschnittslinie überragt der Schichtkopf des Schlerndolomits unmittelbar jenen des obersilurischen Bänderkalkes. Es liegen hier zwei Wandabstürze übereinander: eine untere Felsmauer von geringerer Höhe, welche dem Schichtkopf des obersilurischen Kalkniveaus entspricht — ein großes Trümmerfeld von scharfkantig polyedrischen Blöcken liegt diesem unteren Absturz vor — und eine obere Felswand von beträchtlicher Höhe, die erst die sogenannte »Graue Wand« repräsentiert und die aus Schlerndolomit besteht. Am Fuße der oberen Wand beobachtet man einen Aufschluß von dunklen, stark bituminösen Dolomiten mit Breccienstruktur, in welche sich einige Bänke eines dunkelgrauen, weißaderigen Kalksteins einschalten. Die mit 60° in Süd unter den Schlerndolomit einschießende Gesteinszone bildet das tiefste Glied der im Hangenden des Obersilurs aufgeschlossenen triadischen Schichtreihe.

Südlich von dem Plateau von Čemernicen erscheint die Sprunghöhe des Bruches wieder vermindert. Über grünen, gefältelten Phylliten und violetten Schiefern des Untersilurs erhebt sich hier ein mächtiger Schichtkopf von buntem Kalkkonglomerat der anisischen Stufe, in dessen Hangenden in den Waldschluchten, die sich zum Čemernicenbach vereinigen, zwischen den Koten 900 und 1000 an mehreren Stellen Anbrüche von grünen porphyrischen Gesteinen und Tuffen beobachtet werden konnten. Sie sind von Gehängschutt verhüllt, verraten sich aber durch den Austritt kleiner Quellen, deren Wasser bald wieder im Schutt versinkt. Das Hangende des Porphyrniveaus ist hier nicht aufgeschlossen, wir wenden uns daher nach SO, wo an dem Steilabfall des Gebirgskammes zum Rosenbach für die Unterregion des Schlerndolomits bessere Aufschlüsse zu gewärtigen sind.

4. Nordüberschiebungen in der triadischen Schichtfolge des Rosenbachgebietes.

Die Ablagerungen, die ich im vorhergehenden Abschnitt kurz als Muschelkalkkonglomerat bezeichnet habe, entsprechen den hauptsächlich aus kalkigen Materialien aufgebauten bunten Gesteinen, deren Stellung in der Schichtfolge schon oben genauer präzisiert wurde. Auch am Gehänge ober Čemernicen liegen diese bald konglomeratisch, bald breccienartig entwickelten Gesteinsbänke über dunkel eisenroten, glimmerigen Schiefertonen und werden von den grünen porphyrischen Gesteinen von Kaltwasser und den damit verknüpften Tuffen überlagert. Das Eruptivgesteinsniveau ist zwar nur in geringem Umfange aufgeschlossen, aber an der Abdachung des Gebirges ins Rosenbachtal kommen diese Gesteine abermals zum Vorschein und es ist daher nicht daran zu zweifeln, daß dieselben einen ausgedehnteren, nur durch Schuttbildungen verdeckten Schichtenzug an der Nordseite des Gračenicakammes bilden.

In der Übergangsregion zum Rosenbachgebiete beobachtet man folgendes. An den felsigen Rücken, mit welchem der Schlerndolomit des Gračenicakammes in den Rosenbach absteigt, schließt sich nördlich eine schmale, oben bewaldete, tiefer abwärts mit Wiesen bedeckte Steilmulde an, welche dem Bärengraben gegenüber beim letzten Eisenbahndurchlaß vor dem Nordportal des Tunnels mündet. Durch den oberen Teil dieser Mulde führen in vier Stufen übereinander halbverfallene Weganlagen hindurch, die ehedem zur Holzabfuhr gedient haben mögen. Die beiden oberen Weganlagen schließen als tiefstes Glied der triadischen Schichtfolge Porphyre und Tuffe auf und in deren Hangenden eine Folge von mergeligen und glimmerig-sandigen Schichten mit Einlagerungen von schwarzen Knollenkalken, vollkommen übereinstimmend mit jenem Schichtkomplex, der in dem Durchschnitte ober Kopein (Fig. 3) über dem Eruptivgesteinsniveau zur Entwicklung gelangt. In den schwarzen Kalken fand ich kleine Naticiden und auf grau angewitterten Flächen zierliche, an Tentakuliten erinnernde Zeichnungen, für die ich aus triadischen

[1] Die in diesem Dolomitgebiete gelegenen kleinen Weidebezirke auf der Höhe der Wasserscheide verdanken ihre Existenz Grundmoränenresten. Auf dem von Kote 1177 zum Kleinen Mittagskogel emporziehenden Dolomitrücken beobachtete ich vereinzelte Irrblöcke von schwarzen; silurischen Schiefern und grünlichen, harten Grauwacken noch in der Seehöhe von 1300 *m*.

Ablagerungen keine Analoga kenne. An dem obersten der genannten Holzwege, der am besten erhalten ist und die Zone der Porphyre und Tuffe in größter Mächtigkeit aufschließt, beobachtet man über den Schiefern und Knollenkalken noch einmal eine schmale Lage von gelblich verwitterndem Tuffsandstein; Tuffe, Schiefer und Knollenkalk bilden daher wohl stratigraphisch ein Ganzes.

Über diesem Horizont, der als ein Äquivalent der Buchensteiner Schichten zu betrachten ist, folgt nun ein ziemlich mächtiger Komplex von dünnbankigen, in größeren ebenen Platten brechenden schwarzen Kalksteinen mit Hornsteinlagen, Gesteine von Habitus der Wengener Schichten und darüber dickbankige graue Kalke, welche allmählich in den Schlerndolomit des Gračenicakammes übergehen. Die ganze Schichtfolge verflächt mit 50 bis 60° in Süd. Mit dem Dolomit erreicht man die Kante des Rückens, welcher nur von der obersten der genannten Steiganlagen überschritten wird.

Man befindet sich hier knapp oberhalb eines weiter hinaustretenden Felsvorsprunges, auf dem etwas über der Kote 800 ein Signal für den Richtstollen des Tunnels stand, einem Punkte, von welchem sich ein prächtiger Überblick über das Ursprungsgebiet des Bären- und Ardešicagrabens sowie über die Längsfurche des Gračenicabaches gewinnen läßt. Die letztere ist auf eine Erstreckung von nahezu 2 *km* taleinwärts vom Tunnelportal in Schlerndolomit eingeschnitten, der beiderseits in wild zerrissenen, von Murgräben durchsetzten Felshängen aufragt. An der Südseite des Grabens reicht ein solcher felsiger Dolomitaufriß bis zur Kuppe 1129, also ungefähr 300 *m* über die Talsohle empor. Zwischen dieser Kuppe und der Kammkote 1077 sieht man von unserem Standpunkte aus innerhalb des weißen Schlerndolomits eine gelblichbraune Gesteinszone durchstreichen, die im Liegenden wie im Hangenden scharf abgegrenzt wie eine konkordante Schicht[1] dem Dolomit eingelagert erscheint. Sie verflächt bei einer Mächtigkeit von rund 100 *m* mit 45 bis 50° in Süd.

Ich hatte Gelegenheit, das auffallende Gesteinsband in einem Runst West von Punkt 1129 zu untersuchen, und es ergab sich, daß hier eine auf die Schlerndolomitbasis aufgeschobene Schichtenschuppe vorliegt, die in ihrer unteren Hälfte aus Gesteinen des Muschelkalks, in der oberen aus fossilführenden Werfener Schichten besteht. Im Hangenden folgt abermals Schlerndolomit. Die nach Nord überschobene Aufbruchszone von Untertrias verquert nördlich von Kote 986 den Gračenicagraben, wendet sich dann nach NW und endet in einer Einschartung des Kammes zwischen dem Kleinen Mittagskogel und dem Türkenkopf. In der entgegengesetzten Richtung ist sie mit rein westöstlichem Verlauf bis n die Nähe der Ardešicamündung zu verfolgen. Innerhalb der engen Serpentinen des in die Černa verda ansteigenden Alpenfahrweges ist noch der untere Teil der Schichtfolge zu beobachten; in der tief eingeschnittenen Ardešicaklamm und in dem parallelen Durchriß des Bärengrabens ist dagegen diese Gesteinszone auch nicht in Spuren nachzuweisen, obwohl sie, wie wir sehen werden, im Tunnel durchfahren wurde. Erst am Gehänge des Suchi vrh tritt sie wieder in einzelnen Anbrüchen zutage. Die Gesamtlänge der Überschiebungszone beträgt 6·5 *km*.

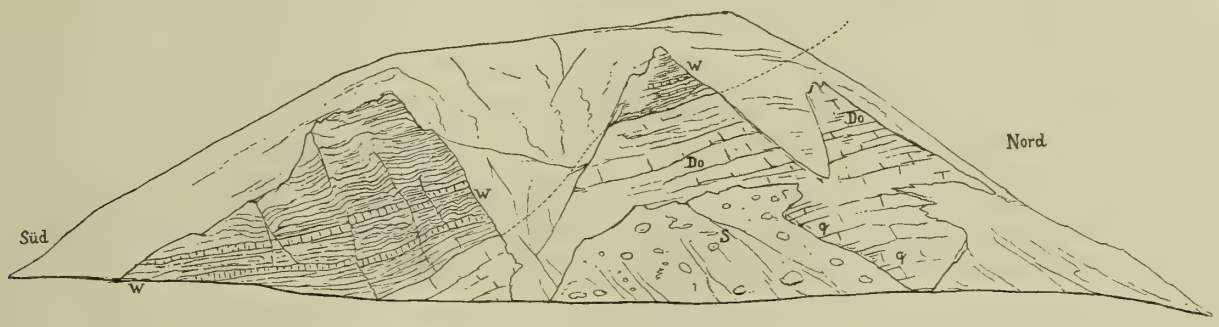
Soweit man von dem Standpunkte beim Tunnelsignal das Gebirge im Süden des Rosenbaches zu überblicken vermag, hat man ausschließlich Schichtkopfentblößungen südwärts verflächender Gesteinszonen vor sich. Daß dies nicht als Ausdruck eines ungestörten, von Nord nach Süd ansteigenden Schichtenaufbaues betrachtet werden darf, lehrt die eben geschilderte Schichtenüberschiebung an der ersten uns gegenüberstehenden Bergwand, es zeigen dies aber weiterhin auch die Aufschlüsse der beiden von Süd her der Gračenia—Rosenbach-Linie zustrebenden Quertalfurchen des Bären- und Ardešicagrabens. Diese Täler eröffnen uns einen Einblick in eine zweite südlicher gelegene Aufbruchswelle von Schichten der unteren Trias, in deren Nordflügel inverse Lagerung der Schichten zu beobachten ist. In beiden Durchschnitten ruhen Gesteine der oberen Werfener Schichten auf Kalken und Dolomiten der anisischen Stufe auf, welche selbst wieder das Hangende jener Zone von Schlerndolomit bilden, in welcher das Nordportal des Tunnels liegt.

---

[1] Das dunkle Gesteinsband und seine scharfe Abgrenzung gegen den hellen Dolomit ist auch von der Tiefe des Rosenbachtales aus sichtbar, und zwar von jener Stelle, wo das Spital stand, etwa 300 *m* südlich von der Brücke mit Kote 574.

Im unteren Bärengraben ist die Grenzregion zwischen Muschelkalk und Werfener Schichten in größerem Umfange durch Steinbrüche aufgeschlossen, die sich erst im linken Gehänge, später im Abhange der rechten Talseite bewegten. Die Brüche sind 800 *m* vom Talausgang entfernt. Die an der Talmündung zu beobachtende Schichtfolge, die in dem Abschnitte über die geologische Situation des Nordportales eingehender besprochen werden soll (vgl. Fig. 9 und 10), schließt nach oben mit dem Schlerndolomit, in dem das Tunnelportal liegt. In dieser Gesteinszone bewegt man sich taleinwärts bis zu der Brücke, welche den Fahrweg auf das rechte Ufer des Baches hinüberleitet. Etwa 50 Schritte jenseits dieser Brücke treten am Gehänge dunkelrauchgraue, feinkörnige, mit Kalkspatäderchen durchwobene Kalksteine hervor, die nun auf eine Erstreckung von 250 bis 300 *m* den herrschenden Gesteinstypus bilden. Diese Gesteine waren es, welche zur Anlage der Steinbrüche Veranlassung gegeben haben, da sie infolge ihrer dickbankigen Gliederung und der homogenen Struktur zur Herstellung von Quadern geeignet erschienen. Störend war hiebei nur der Umstand, daß die dunklen Kalke mit hellen dolomitischen Gesteinsabänderungen in Wechsellagerung treten, die beim Steinbruchbetrieb als unverwendbar ausgeschieden werden mußten. Ich gebe in Fig. 4 eine Skizze des großen Aufschlusses, der an der Westseite des Grabens geschaffen worden ist. Die dunklen, zu Quadern formierbaren Kalke *q* sind nur an der Basis des Aufschlusses entwickelt. *S* bezeichnet die bereits abgebaute, mit Schutt verstürzte Region. Nach oben gehen

Fig. 4.



Steinbruch im unteren Bärengraben.

W = Obere Werfener Schichten.
Do = Anisische Kalke und Dolomite.
q = Dickbankige, zur Herstellung von Quadern verwendbare Kalke dieser Stufe.
S = Abgebaute, mit Schutt erfüllte Region.

die dunklen Kalke in hellere Gesteine von dolomitischer Beschaffenheit über *(Do)*, in die sich sandig-verwitternde, rauhwackenartige Lagen einschalten. Diese fixieren die obere Abbaugrenze.

Das Hangende dieser im allgemeinen dickbankig gegliederten Kalke und Dolomite bildet ein dünnschichtiger Komplex von dunkler Färbung, der aus einem lebhaften Wechsel von plattigen Kalken mit dünnschiefrigen, mergeligen oder sandig-glimmerigen Schichten besteht *(w)*; in rauhflächig verwitternden Mergelplatten fand ich nahe der Basis des Schichtkomplexes bezeichnende Fossilreste der oberen Werfener Schichten (Naticellen und Myophorien). Die Auflagerung dieser Schichtengruppe auf Kalken, Dolomiten und Rauhwacken, welche wir der Gesteinsbeschaffenheit wie der Lagerung nach als eine Vertretung des Muschelkalks auffassen müssen, ist durch den Steinbruchbetrieb vollkommen klar aufgeschlossen worden. Die gut gebankten Kalke und Dolomite *q* und *Do* tauchen nach Art eines älteren Schichtenbuckels mit WSW-Verflächen unter den flachwellig gelagerten Komplex der oberen Werfener Schichten hinab. An der linken Seite des Grabens fehlen taleinwärts im nächsten Anschlusse weitere Gesteinsanbrüche; an der rechten Talseite aber gelangt man im Hangenden der kalkigen oberen Werfener Schichten in schokoladefarbene Schiefer mit Myaciten und in rote schiefrige Sandsteine, welche in unserem Gebiete für die tiefere Abteilung der Werfener Schichten bezeichnend sind und hier als Hangendes der jüngeren Naticellenbänke das Bild der inversen Lagerung der Schichten vervollständigen.

Die im Bärengraben angeschnittene Schichtfolge wiederholt sich mit etwas steilerer Aufrichtung (50 bis 60°) im Ardešicagraben. Dort ist auch der flach gelagerte Südflügel des in Nord überkippten Gewölbes von Werfener Schichten prächtig aufgeschlossen und greift im Tale aufwärts tief unter die jüngeren Kalke und Dolomite hinab. Den Schichtenzug gipsführender roter Schiefer und Sandsteine, welchen man nach Durchschreitung der Ardešicaklamm im Kern des überkippten Gewölbes zutage treten sieht, hat schon Peters (l. c. p. 649) beobachtet; er erkannte in denselben die Vertretung der Werfener Schichten, betrachtete aber diese Gesteinszone als das normale Hangende der talauswärts folgenden Kalke und Dolomite und vereinigte diese infolgedessen mit seinem »oberen Kohlenkalk«.[1]

Die etwa 600 *m* breite Zone von Werfener Schichten, welche der untere Bärengraben verquert, entspricht also einem nach Nord überkippten Antiklinalaufbruch und diese Schichtenüberkippung ist selbst nur ein Vorläufer jenes energischeren tektonischen Vorganges, welcher in der weiter nördlich gelegenen Schichtenüberschiebung — der Schuppe untertriadischer Schichten innerhalb des Schlerndolomits der Gračenica — zum Ausdrucke kommt. Der Werfener Schieferaufbruch des Bärentales läßt sich mit gleich bleibendem tektonischem Charakter nach Ost über die Quadiaalpe in den oberen Radischgraben und von dort auf die Thurmalpe verfolgen. Im Radischgraben liegen diesem Schichtenzuge nördlich noch zwei gleichartige Aufbruchszonen vor, so daß auch dort die Tendenz zu nördlichen Schichtenüberschiebungen klar ausgesprochen erscheint.

Während an der Nordseite des Malestiger Kogels und im Gebiete von Kopein die Trias der Karawankenkette wie eine einsinkende Scholle mit einem einfachen Verwurf gegen die altpaläozoische Gebirgsbasis abschneidet (vgl. Fig. 1 und 3), erscheint der Nordrand der Triasplatte im Gebiete des Rosenbaches und des Radischgrabens energisch gefaltet und der Schichtenbau läßt deutlich ein Vordrängen nach Nord, also eine Tendenz zur Überfaltung der paläozoischen Vorlagen erkennen.

Man fühlt sich durch diese Erscheinung zu der Frage angeregt, ob denn die als Hochwipfelbruch bezeichnete Störung wirklich nur als ein einfacher Senkungsbruch aufgefaßt werden könne. Wenn ich in dem Profile von Kopein die Grenze zwischen dem devonischen Riffkalk und den Buchensteiner Schichten als senkrecht niedersetzenden Verwurf eingetragen habe, so geschah dies hauptsächlich mit Rücksicht auf den vollkommen geradlinigen Verlauf der Bruchgrenze in diesem Gebiete und auf die im Devonkalk zu beobachtenden parallel zu dieser Störungslinie streichenden senkrechten Cleavageflächen. Weiter im Westen zeigt die Bruchfläche deutlich eine Abdachung nach Süd. Schon in dem Durchschnitte durch den Goritscher Graben (Fig. 1) sieht man die an einem steilen Gehängeabfall gut aufgeschlossene Bruchfläche unter einem Winkel von 65° nach Süd einschießen und im Hintergrunde des Feistritzgrabens wird, worauf schon oben p. 11 [153] hingewiesen wurde, die Zone der roten permischen Sandsteine von den Silurschichten unter einem so flachen Winkel unterteuft, daß die Bezeichnung »Senkungsbruch« auf diese Störung kaum mehr anwendbar erscheint. Der in Süd geneigten Lage der Bruchfläche entspricht auch die bogenförmige Ausladung der Silur-Permgrenze im Gebiete der Truppealpe. Noch auffallender ist der weit nach Süd ausladende Bogen, welchen die Störungslinie im Gebiete des Wurzener Passes und der Gailitzspalte zwischen der Plekowa im Osten und der Göriacher Alpe im Westen beschreibt. Dieses Bogensegment fällt mit der tiefen Terraineinsenkung zwischen den Westkarawanken und der karnischen Kette zusammen, in welcher Sedimentmaterial in einem Mächtigkeitsausmaß von Hunderten von Metern abgetragen worden ist; der nach Süd ausgreifende bogenförmige Verlauf der Linie ist darauf zurückzuführen, daß die nach Süd einfallende Bruchfläche in der Mittelregion in einem tieferen Niveau geschnitten wird als an den Eckpfeilern des höheren Gebirges im Osten und Westen.

Dieses Beobachtungsmaterial führt unwillkürlich zu der Vorstellung, daß hier eine nach Süd abdachende Abrasionsfläche eines altpaläozoischen Gebirges vorliegt, welche die Basis für die Ablagerung

---

[1] Zum besseren Verständnis der zitierten Darstellung füge ich hier hinzu, daß der von Peters als Priwandgraben bezeichnete Taleinschnitt mit dem Bärengraben, die Černa woda aber mit der Ardešica unserer heutigen Karten identisch ist.

der jüngeren mit der obercarbonischen Transgression beginnenden Schichtenserie gebildet hat. Im Randgebiete dieser alten Steilküste liegt die als Hochwipfelbruch bezeichnete Längsstörung. Wo diese Störung senkrecht niedersetzt, erhält man das Bild eines einfachen Senkungsbruches, der nicht selten von Absenkungserscheinungen begleitet ist; solche Staffelbrüche mit eingeklemmten Schollen von obercarbonischen Schichten oder von Perm und Trias hat Frech an dem Nordrande der karnischen Hauptkette beschrieben. An anderen Stellen haben die randlichen Störungen nicht so tief eingegriffen und das Bild der alten Abrasionsfläche noch nicht vollständig zu verwischen vermocht. In solchen Fällen glaubt man eine Faltenüberschiebung vor sich zu haben, wie im Gebiete des oberen Feistritzgrabens.

In jedem Falle scheint dieser altpaläozoische Gebirgsrücken der von Süd her vordringenden jüngeren Faltenbewegung wie ein stauender Wall entgegengewirkt zu haben. In diesem Sinne möchte ich den Umstand deuten, daß sich in der Triasplatte des Rosenbachgebietes die Intensität der Faltung mit der Annäherung an die altpaläozoische Gebirgsvorlage steigert. An die überkippte Sattelzone des Bärengrabens schließt sich nach Nord hin eine Zone mit vollständig ausgebildeten Schichtenüberschiebungen an. Die Aufschlüsse in der Nordhälfte des Karawankentunnels haben die in dieser Hinsicht übertags gewonnenen Anschauungen glänzend bestätigt.

5. Die paläozoischen Aufbruchzonen östlich von Rosenbach.

Die zur Ortschaft Winkl hinabziehende Talfurche von Čemernicen bezeichnet die Ostgrenze der Siluraufschlüsse. In dem nach Ost anschließenden Terrain verhüllen die Sattnitzkonglomerate und die ihnen aufgelagerten glazialen Schottermassen und Moränen die altpaläozoische Gebirgsbasis. Erst jenseits des Rosenbaches konnte ich am NO-Abhang des Suchi vrh, 350 *m* über der Sohle des genannten Taleinschnittes, abermals einen Schichtenzug von Grauwackenschiefern und schwarzen glimmerreichen Sandsteinen des Untersilurs nachweisen, der nach Ost in den Radischgraben absteigt und denselben verquerend als schmaler Sporn unter den Schlerndolomit des Kapellenberges Süd von Maria-Elend hinabtaucht.

Es scheinen in diesem Gebiete ähnlich wie am Nordfuße des Mittagskogels Schollenverschiebungen an jüngeren Querstörungen stattgefunden zu haben. Es bliebe ja sonst unverständlich, daß die silurischen Schichten in der Tiefe des Rosenbachtales nirgends zum Aufschlusse gelangen. Die tertiären Konglomerate stoßen hier, wie bei der Schilderung der zum Nordportal des Karawankentunnels führenden Bahntrasse ausführlicher darzulegen sein wird, unmittelbar an Schichten der Triasformation ab. Die Grenze hat den Charakter eines Bruches, welcher von W 30 N nach O 30 S streichend quer durch das Rosenbachtal hindurchsetzt und in seiner Verlängerung einerseits das Ostende der Silurzone von Kopein, anderseits das Westende der ebenfalls OW orientierten Silurschieferzone Suchi vrh—Radischgraben schneidet. Die scharf ausgeprägte Längsstörung, welche den letztgenannten Schichtenzug vom Schlerndolomit des Suchi vrh und Kapellenberges trennt, ist nur ein Teilstück der als Fortsetzung des Hochwipfelbruches bezeichneten Störungslinie, das aber, wie die Kartierung ergibt, um einen Betrag von 2 *km* nach Süd gerückt erscheint.

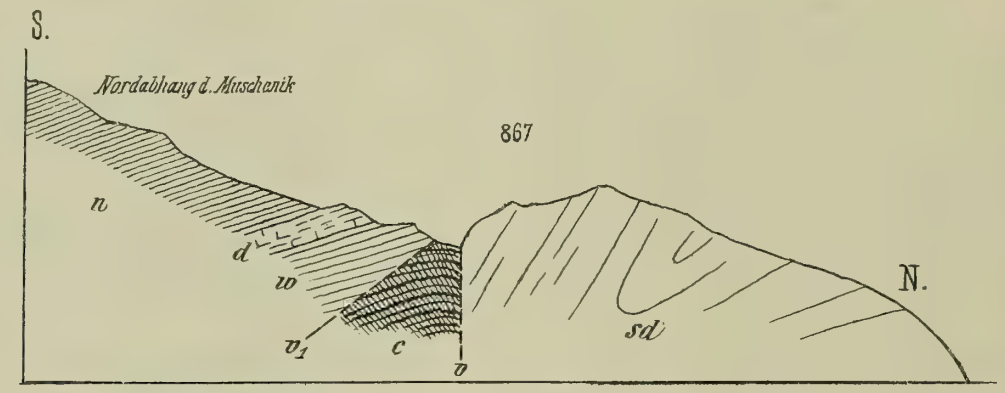
Auf das Vorhandensein von Horizontalverschiebungen in diesem Gebiete scheint auch der Umstand hinzuweisen, daß im nördlichen Abschnitte des Plateaus von Schlatten ein Wall altpaläozoischer Gesteine aus den terrassierten Nagelfluhbildungen emportaucht, welcher dem silurischen Schichtenzuge von Kopein parallel läuft und gewissermassen eine um 1600 *m* nach Nord verschobene Fortsetzung desselben darstellt. Tatsächlich beobachten läßt sich hier folgendes: In einem von W nach O verlaufenden Tälchen, das nach St. Jakob ausmündet, sind dieselben grünen, phyllitähnlichen Schiefer aufgeschlossen, welche nächst der »Grauen Wand« an der Basis der obersilurischen Bänderkalke lagern. Auch hier bilden die nach Süd einfallenden Schiefer die Unterlage von hellen, oft marmorartigen, blaustreifigen Bänderkalken, welche in drei durch Erosion getrennten Kuppen über das Plateau aufragen. In den beiden östlichen Kuppen verflächen die Bänderkalke der Schieferunterlage konform unter mittleren Neigungswinkeln nach Süd. Durch Oxydation des die bläuliche Streifung bedingenden Eisenoxyduls wird das Gestein häufig

gelblich bis rostfarben, ohne aber wesentlich an Festigkeit zu verlieren.[1] In der westlichen Kuppe mit Kote 656 herrschen reinweiße, marmorartige Lagen vor. Aus demselben Gestein besteht der langgestreckte Höhenrücken SW von der Ortschaft Winkl.

Über den tektonischen Zusammenhang dieses silurischen Rückens mit der Zone silurischer Schichten am Triasgebirgsrand lassen sich selbstverständlich nur Vermutungen aufstellen. Daß aber die beiden Verbreitungsgebiete silurischer Schichten unter der hier an 400 *m* mächtigen Decke der tertiären Konglomerate miteinander in Verbindung stehen, ist wohl kaum anzuzweifeln. Daraus ergibt sich für die Zone der altpaläozoischen Ablagerungen im Gebiete von Schlatten, beziehungsweise zwischen Suchi vrh und St. Jakob eine sehr ansehnliche Breite.

Demgegenüber ist es nun sicherlich recht auffallend, daß wir östlich vom Radischgraben die als tektonisches Leitniveau so wichtigen Silurablagerungen auf eine sehr lange Erstreckung hin vollständig vermissen. Der nächste tiefere Terraineinschnitt, der große Suchagraben, greift nirgends in die Basis der Triasformation hinab. Dagegen fand ich in dem Gebirgsrücken, welcher den Großen von dem Kleinen Suchigraben scheidet, an der Ostabdachung des Muschenik unerwarteterweise einen Aufbruch von marinem Obercarbon unter Verhältnissen, wie sie durch die nachstehende Skizze erläutert werden sollen.

Fig. 5.



Aufbruch obercarbonischer Schichten am Gehänge des Muschenik.

c = Obercarbon. *w* = Werfener Schichten. *d* = Einlagerung einer Dolomitbank in den Werfener Schichten. *sd* = Schlerndolomit.

Die obercarbonischen Aufschlüsse entblößen den für die Auerniggschichten charakteristischen Verband von dunklen, rostig verwitternden, fossilreichen Schiefergesteinen und Quarzkonglomeraten mit schwarzen Fusulinenkalken. Südwärts lagern darüber unmittelbar Werfener Schichten und über diesen im Talhintergrunde und auf der Höhe des Muschenik Dolomite und Rauhwacken der anisischen Stufe. Permschichten habe ich anstehend nicht beobachtet. Nach Nord hin schneidet der obercarbonische Schichtkomplex scharf gegen helle Dolomite vom Habitus des Schlerndolomits ab, welche in steilstehenden Bänken nach Süd,

[1] Die hier geschilderte Zone silurischer Gesteine erlangte für den Bau des Karawankentunnels eine besondere Bedeutung. Als bei dem raschen Arbeitsfortschritte in der Nordhälfte des Tunnels die Steinbrüche in den Konglomeraten der Kuchel und im Muschelkalk des Bärengrabens den Bedarf an Bausteinmaterial nicht mehr zu decken vermochten, wies ich auf Grund einer Anfrage der Tunnelbauleitung in Rosenbach auf die krystallinischen Bänderkalke von Schlatten hin und empfahl Sondierungen an dem Südabhang der oben genannten Bergkuppen. Nach einigen von der Bauunternehmung Groß & Co. durchgeführten Vorversuchen wurde an der Südseite der Bänderkalkkuppe 627, welche die Ruinen des alten Schlosses Thurn trägt, ein Steinbruch eröffnet, der sich im Laufe der Jahre zu einem künstlichen Aufschluß von ungewöhnlichen Dimensionen entwickelte und infolge der weithin sichtbaren rostigen Farbe der Anbrüche ein Wahrzeichen für das Gebiet des Oberrosentals geworden ist. Der Steinbruch, welcher durch eine 4 *km* lange Schleppbahn mit dem Tunnel verbunden wurde, beschäftigte mehrere Jahre hindurch eine Arbeiterkolonie von 200 bis 250 Mann und lieferte täglich 160 bis 170 m^3 Bruchsteinmaterial.

also gegen den Verwurf einfallen. Die zwischen Carbon und Schlerndolomit einsetzende Störung streicht W 40 N bis O 40 S.

Die weiteren Begehungen haben gezeigt, daß diese Störungslinie über das Verbreitungsgebiet der obercarbonischen Schichten nach SO fortsetzt. Sie verquert in dieser Richtung zuerst den Kleinen Suchigraben, und zwar genau an der Stelle, wo die beiden Spezialkartenblätter Villach—Klagenfurt und Radmannsdorf aneinanderschließen, und verläuft sodann dem östlichen Gelände des Suchigrabens entlang geradlinig bis zu den Gipshütten in der Einsattlung Süd vom Matschacher Gupf. Ein Stollen, welcher im Jahre 1895 zum Abbau eines Gipslagers in den Werfener Schichten unterhalb der Sattelregion in der Richtung nach Ost vorgetrieben worden ist, förderte Gesteine des Obercarbons zutage, dunkle Schiefer mit Sphärosideritknollen, Quarzkonglomerate und fusulinenführende Kalke und es unterliegt daher wohl keinem Zweifel, daß sich hier unter den Werfener Schichten ähnlich wie im Muschenikgebiete ein gestörter Aufbruch von Obercarbongesteinen emporhebt.

Verlängert man die eben geschilderte Störungslinie nach der entgegengesetzten Richtung, so trifft man weit in NW mit dem Ostrande des silurischen Rückens zusammen, welcher aus der Konglomeratdecke des Plateaus von Schlatten auftaucht. Es liegt somit nahe, das Fehlen silurischer Gesteine im Gebiete östlich des Plateaurandes mit der Existenz dieser aus dem Gebirgsinnern in die jungtertiäre Vorlage ausstreichenden Diagonalstörung in ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

Daß an dieser Linie Schollenverschiebungen stattgefunden haben, kann aber auch aus anderen Verhältnissen erschlossen werden. Das Obercarbon von Muschenik bildet nur den nördlichsten Vorposten einer ganzen Serie von Aufschlüssen desselben geologischen Horizontes, die sich weiter im Süden zu einer langgestreckten, von West nach Ost streichenden Zone gruppieren. Das erste dieser Vorkommnisse findet sich im Abstiege vom Matschacher Sattel ins Bärental in den Gräben Süd von Plautz. Die Fortsetzung nach Ost bilden die Schiefer, Sandsteine und Fusulinenkalke, welche auf der Höhe des Rückens zwischen Bärental und Strugarcagraben (Kote 1272) aufgeschlossen sind. Ein schmaler Streifen typischer Auerniggschichten konnte sodann weiter in Ost in der Einteilung konstatiert werden, welche vom Sattel »Im Brand« in das Bodental absteigt. An der Ostseite des Bodentales kommen Schiefer, Quarzkonglomerate und Fusulinenkalke unter der Absturzkante der ausgedehnten Nagelfluhplatte zum Vorschein, welche im Warantrücken bis zur Seehöhe von 1400 *m* emporreicht. An dem Ostabfall desselben Rückens ist dieser carbonische Schichtenzug endlich innerhalb des in jungtertiären Tegeln liegenden Rutschterrains nachzuweisen, das sich Nord von Matschitsch zum Loiblbach hinabsenkt. In der Taltiefe beginnt dann jene Zone obercarbonischer Schichten, welche die Reichsstraße bei Kote 733, Süd von der Mündung des Eselgrabens, verquert und von hier ab in ununterbrochenem Zuge in das Tal von Zell und weiterhin über die Schaida in das Gebiet von Eisenkappel fortsetzt.

Die unzusammenhängenden Vorkommnisse von Obercarbon im westlichen Abschnitt dieser Zone stellen sich im wesentlichen als von Perm und Werfener Schichten umrahmte Aufpressungen dar, die im Süden meist durch einen Längsbruch begrenzt werden. Innerhalb des im Loibltal beginnenden geschlossenen Schichtenzuges zeigt dagegen das Obercarbon eine ruhige Lagerung und bildet bei flachem südlichem Einfallen die Unterlage einer konkordanten Folge permischer und triadischer Schichten. Es fehlt auch nicht die Dolomitstufe des Bellerophonkalkes zwischen Grödener Sandstein und Werfener Schichten.

Im Bärental konnte ich nördlich von dieser Zone obercarbonischer Gesteine auch einen ringsum von Triasdolomit umlagerten Aufbruch altpaläozoischer Schichten nachweisen. Schwarze, ebenflächige, spaltende Tonschiefer im Wechsel mit dickplattigen, durch massenhaft eingestreute Glimmerschuppen flimmernden Sandsteinen, ganz übereinstimmend mit solchen aus dem Kropiuna- und Radisch-Graben, repräsentieren das Untersilur. Graue Tonflaserkalke und rötlich geflammte bis licht fleischrote Kalksteine mit dickbankiger Gliederung, der Typus der bekannnten Orthocerenkalke, vertreten das Obersilur. Der Schichtenzug beginnt an dem Steilgehänge des Matschacher Gupfes beim Einzelngehöfte Motic, steigt von hier ins Bärental herab, wo er längs des Talweges in einer Breite von 320 *m* aufgeschlossen

ist, und zieht sich dann über dem Elektrizitätswerke für Feistritz im Rosental hindurch in das Mündungsgebiet des Strugarcagrabens hinein. Die Aufschlußlänge des ganzen OW streichenden Schichtenzuges beträgt 1200 *m*.

Im Norden schneidet die silurische Gesteinsscholle scharf gegen den Schlerndolomit des Matschacher Gupfes ab, nach Süd hin verhüllen glaziale Schuttmassen die Grenze. Die Silurschiefer verflächen steil in Süd und liegen im Hangenden der obersilurischen Kalkbildungen, so daß also in Analogie zu den Verhältnissen in den früher geschilderten westlichen Silurzonen auch hier in Nord gerichtete Überschiebungen der Schichten vorausgesetzt werden müssen.

In dieser Aufbruchszone haben wir auch jedenfalls die tektonische Fortsetzung des Hochwipfelbruches zu suchen. Der silurische Schichtenzug des Bärentales liegt aber nahezu um 3 *km* südlicher als die im Radischgraben ausstreichende Silurzone. Ungefähr um denselben Betrag erscheint die OW streichende Zone obercarbonischer Schichten, deren Verlauf wir soeben geschildert haben, im Vergleiche zum Vorkommen von Obercarbon im Muschenikgebiete nach Süd verschoben. Der vom Muschenik zum Matschacher Sattel hinziehenden Diagonalstörung scheint also im Aufbau des Gebirges dieselbe Rolle zuzukommen wie der parallelen Querstörung, welche das Rosenbachtal Nord vom Eingang in den Karawankentunnel durchsetzt. Das übertag zwar nicht sichtbare aber durch Stollenbetrieb erschlossene Vorkommen von Obercarbon bei den Gipshütten unterstützt die Annahme, daß an der genannten Diagonalstörung eine sekundäre Querverschiebung stattgefunden hat. Das Carbonvorkommen am Matschacher Sattel und jenes am Muschenik wären im Sinne dieser Darstellung nur verschleppte Fragmente jener OW streichenden Zone von Carbonablagerungen, die wir aus dem Bärental bis in das Gebiet von Eisenkappel verfolgen konnten.

Süd von dem Siluraufbruch im Bärental folgt ein breiter Dolomitriegel, welcher zunächst von Werfener Schichten und permischen Sandsteinen unterteuft wird; unter diesen lagern dann die obercarbonischen Schichten, welche das Tal Süd von Plautz verqueren. Der Abstand des silurischen Schichtenaufbruches von der obercarbonischen Gesteinszone beträgt noch immer 700 *m*. Das Silur im Bärental ist das östlichste Vorkommen typischer Silurschichten in den Westkarawanken und zugleich der östlichste Ausläufer der silurischen Überschiebungszone am Nordabfall der karnischen Hauptkette. Überschreitet man das Loibltal, das die natürliche Scheide zwischen Ost- und Westkarawanken bildet, und steigt vom Deutschen Peter durch den Eselgraben zum Oslicasattel an, so beobachtet man an der südlichen Gehängseite Grünschiefer mit Diabas und Diabastuffen, welche die oben geschilderte carbonische Gesteinszone unterteufen, nach Nord hin aber scharf gegen einen Schichtenzug von Grödener Sandstein abschneiden. Diese Grünschiefer stellen sich als westlichster Ausläufer der altpaläozoischen Schichtengruppe dar, die im Blatte Eisenkappel ein ausgedehntes geschlossenes Verbreitungsgebiet besitzt und dort die Zone der Intrusivgesteine, die Tonalit-Granititzone, von den in nordalpiner Facies entwickelten Triasbildungen des Hochobir und der Petzen scheidet. Das Alter der mit Diabas verknüpften Grünschiefer konnte noch nicht völlig sichergestellt werden, die räumlichen Beziehungen zu dem Ostende der normalen karnischen Silurbildungen im Bärental — das Intervall beträgt nur wenig über 6 *km* — spricht jedenfalls zugunsten der Anschauung, daß in diesen Gebilden nur eine besondere Facies silurischer oder devonischer Ablagerungen vorliegt. Der altpaläozoische Schichtenzug hat am Oslicasattel höchstens eine Breite von 150 *m* und da man nördlich von der Einsattlung nach wenigen Schritten in den Dolomit und erzführenden Kalk des Gerloutz, die westliche Fortsetzung des Obir—Petzen-Kammes, eintritt, so drängen sich hier die tektonischen Linien, welche in den Querschnitten durch das Niedergailtal als Hochwipfelbruch und Gailbruch weit auseinandertreten und gesondert verfolgt werden können, auf den engsten Raum, gewissermaßen in eine Bruchregion zusammen.

6. Der nordalpine Faciesbezirk der oberen Trias in den Westkarawanken.

An dem Westrande des Blattes Villach—Klagenfurt, von dem wir bei unserer Schilderung des Gebirges ausgegangen sind, besitzt die Zone altpaläozoischer Schichten zwischen dem Hochwipfelbruch im Süden und dem Gailbruch im Norden eine Breite von 5·5 *km*. 2600 *m* Nord vom Hochwipfelbruch taucht inmitten dieser Zone ein Stück des großen Tonalitbogens mit seinem krystallinischen Schichtenmantel empor und zwar, wie wir gesehen haben, unter Verhältnissen, die sich harmonisch in den Bauplan des nach Nord überfalteten paläozoischen Schichtenzuges einfügen. Es geht daraus hervor, daß wir in der Bruchzone des Oslicasattels auch noch den Durchgangspunkt jener für den Aufbau des Gebirges so wichtigen Strukturlinie zu suchen haben, welche Suess in den Ostkarawanken kurz als Tonalitlinie bezeichnet hat.[1]

In der Tat erscheint der Oslicasattel schon rein morphologisch betrachtet als Analogon zum Uschowasattel im Rücken der Petzen und der Schaida im Rücken des Hochobir. In der Einsattlung südlich der Petzen ist die Tonalit-Granititzone noch in voller Breite entwickelt, auf der Schaida tritt sie zwar nicht mehr zutage, aber der Granititzug des Ebriachtales, welcher die Tonalitlinie nach West fortführt, endet erst im Talgrunde knapp unter dem letzten Steilanstiege zur Sattelhöhe.

Die eben genannten Einsattlungen liegen in einer Ost nach West streichenden Längsdepression, welche, wie die geologischen Aufnahmen in den Ostkarawanken ergeben haben, ein in nordalpiner Facies entwickeltes Verbreitungsgebiet triadischer Schichten von der normalen Trias der Julischen Alpen scheidet. Die schon durch die Übersichtsaufnahmen von Lipold festgelegte dreigliederige Schichtfolge: Erzführender Kalk, Carditaschichten, Hauptdolomit (Erzführender Kalk, Lagerschiefer und Stinkstein der Bergleute) ist auf den Gebirgsabschnitt beschränkt, welcher als mächtiger Außenwall der Karawanken die in älteren Schichtenaufbrüchen verlaufende Tiefenlinie nördlich überragt. Von Ost nach West sind Ursulaberg, Petzen, Hochobir und Gerloutz die Gipfelpunkte dieser scharf individualisierten randlichen Kette. Jenseits des Loibltales gehören noch der langgestreckte Rücken des Singerberges und der schön geformte Sinacher Gupf diesem Faciesbezirke an.

Am Südabhang des Singerberges sind die Lagerungsverhältnisse jenen an der Südseite des Ursulaberges im äußersten Osten dieses langgestreckten Gebirgswalles außerordentlich ähnlich. Der erzführende Kalk verflächt wie dort im Sinne der Gehängabdachung mit welliger Bankung nach Süd und trägt auf seinem Rücken Erosionsreste der durchschnittlich nur 10 bis 15 *m* mächtigen Carditaschichten. In der Tiefe des Tales von Windisch-Bleiberg folgen darüber in Süd einfallend die Platten des ausgezeichnet geschichteten, der Grenze zunächst meist stark bituminösen Hauptdolomits.

Der im Talgrunde angeschlagene Friedrichsstollen des Windisch-Bleiberger Erzrevieres durchbricht zunächst auf etwa 300 *m* querschlägig die mit 40 bis 50° in Süd verflächenden Bänke des Hauptdolomits und längt dann, nachdem er die sogenannten Lagerschiefer an deren Basis erreicht hat, der Grenze zwischen diesem und dem erzführenden Kalk folgend nach West aus. Er erstreckte sich im Jahre 1904, in dem ich die Aufschlüsse zu besichtigen Gelegenheit hatte, nach West bis nahe unter den Orajncasattel, welcher den Singerberg vom Sinacher Gupf scheidet. In den Stollenaufschlüssen sinkt die Mächtigkeit der die Erzführung nach oben begrenzenden Mergelschiefer der Carditaschichten infolge lokaler Verdrückungen auf einen halben Meter herab.

Der Krischnigsattel (1083 *m*) West von Windisch-Bleiberg liegt im Hauptdolomit. 200 *m* südlich von dem gleichnamigen Gehöfte verquert man im Anstiege zum Veliki rob mitten im Dolomit eine schmale Zone von schwarzen Schiefergesteinen, welche im Streichen des silurischen Schichtenaufbruches des Bärentales liegt und die tektonische Verbindung zwischen diesem und dem schmalen Carbonaufbruch des Brandsattels herstellt. Ich möchte diesen schmalen Schichtenzug, welchen ich auf eine Erstreckung von

---

[1] E. Suess, Antlitz der Erde, III. 1, Hälfte, p. 442. Wien 1901.

nahezu 1000 *m* verfolgen konnte, als eine Aufpressungszone der untersilurischen Schiefer des Bärentales betrachten.

Der Sinacher Gupf bezeichnet die letzte Gipfelbildung im Streichen der Zone des erzführenden Kalkes der Außenkette der Karawanken. Von hier nach West fand ich am Nordrande der Westkarawanken nirgends mehr eine Spur von Triasablagerungen mit nordalpiner Faciesentwicklung. Die triadische Schichtfolge, welche durch die Feistritzschlucht in der nördlichen Vorlage des Bärentaler Siluraufbruches bloßgelegt wird, gehört bereits zur Trias des Stou. Bezeichnend hiefür ist vor allem das Vorkommen von porphyritischen Ergußgesteinen, welche sich hier als steilaufgerichtete Lagermasse konkordant zwischen südlich verflächendem Schlerndolomit im Hangenden und einer teilweise stark zerknitterten Schichtfolge kalkiger und schiefriger Gesteine der anisischen Stufe im Liegenden einschaltet. Die den Raibler Felsitporphyren entsprechenden Eruptivgebilde erweisen sich als ein nördlicher Gegenflügel der grünen Porphyrite und bunten Tuffgesteine, die am Matschacher Sattel im Hangenden von Werfener Schichten und Muschelkalk zu beobachten sind und die sich weiter in Süd noch mehrmals als leitende Gesteinszonen in der normalen südalpinen Trias nachweisen lassen.

Eruptives Gesteinsmaterial dieser Art ist der nordalpinen Entwicklung der Karawankentrias vollkommen fremd. Die mit diesen Schichten verknüpften Dolomite können daher nicht als Fortsetzung der Schichten des Sinacher Gupfes in Anspruch genommen werden. Es scheint vielmehr, daß an dem Westabfall dieses Gebirgsstockes eine Störung durchzieht, welche die hier immer noch 2 *km* breite Zone von erzführendem Kalk und Hauptdolomit gegen die Gesteine der Taltiefe abschneidet. Es könnte sich da um einen Bruch handeln, welcher der 3 *km* weiter in SW durchstreichenden großen Diagonalstörung Matschacher Sattel—Muschenik parallel läuft. Leider ist die Gebirgsgrundlage gerade in der Grenzregion durch glaziale Schuttmassen derart verhüllt, daß meine Begehungen nicht ausreichten, den wahren Sachverhalt festzustellen.

7. Die geologischen Strukturlinien an der Südabdachung des Gebirges.

Wir gehen nun zur Schilderung der allgemeinen geologischen Verhältnisse an der Südabdachung des Gebirges über.

Südlich von der als Fortsetzung des Hochwipfelbruches bezeichneten Störungslinie treten in den Westkarawanken silurische und devonische Ablagerungen nirgends mehr an die Oberfläche. Auch im Karawankentunnel wurden sie nicht angefahren, obwohl die untersilurischen Schiefer an dem NO-Gehänge des Suchi vrh bis zu einer Seehöhe von 1000 *m* ansteigen, also den Anschlagspunkt des Nordstollens, beziehungsweise des heutigen Nordportales um nahezu 400 *m* überragen. Dabei besteht zwischen den beiden Regionen, senkrecht auf das Schichtstreichen gemessen, nur ein Abstand von 250 *m*.

Das allein beleuchtet schon klar die Bedeutung dieser Linie für den Gesamtbau des Gebirges und rechtfertigt wohl den breiten Raum, welchen wir der Besprechung derselben gewidmet haben.

An der Südseite der Westkarawanken erscheinen als ältestes Glied der an dem Aufbau des Gebirges beteiligten paläozoischen Ablagerungen die obercarbonischen Auerniggschichten. Ihnen schließen sich mit dem bekannten sprunghaften Charakter in bezug auf Mächtigkeit und räumliche Ausdehnung zunächst die Trogkofelschichten an, das Permocarbon Stache's. Sodann folgt in übergreifender Lagerung die mit bunten Breccien und Konglomeraten beginnende Serie der permischen Bildungen. Die Riffkalke der Trogkofelschichten sind auch in den Westkarawanken so eng mit dem Obercarbon verknüpft, daß sie, vom Standpunkte des Aufnahmsgeologen betrachtet, nur als Glied der obercarbonischen Schichtfolge, gewissermaßen als Abschluß eines Ablagerungszyklus aufgefaßt werden können in jenem Sinne, in welchem ich die Entwicklung dieser Gebilde in den Ostkarawanken besprochen habe.[1] In den Westkarawanken sind die hangendsten Bänke dieser Riffbildung häufig in Dolomitfacies entwickelt.

---

[1] F. Teller, Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel—Kanker. Wien 1898, p. 36, 38 ff.

Die Ablagerungen obercarbonischen und permischen Alters, welche wir an der Nordseite des Stou als OW streichende Gesteinszone aus dem Bärental zum Oslicasattel verfolgt haben, umgürten auch die Südabdachung dieses triadischen Bergmassivs. Die außerordentlich komplizierten Verhältnisse, unter welchen sie hier in den alten Bergbauen an der Bevšica in rund 1200 *m* Seehöhe erschlossen worden sind, habe ich an anderer Stelle ausführlicher beschrieben.[1]

Westlich vom Vajnaškamme schwillt das Verbreitungsgebiet dieser Schichten, die im Vigunšca und Stougehänge nur in schmalen nach Süd überschobenen Antiklinalen emportauchen, in überraschender Weise an. Obercarbon und Perm nehmen hier, nur von einzelnen Schollen triadischer Sedimente bedeckt, ein mächtiges Dreiecksfeld ein, dessen Basis der Savebruch bildet, während die Spitze nach NO bis zur Žiganje Alpe, Süd vom Kočnasattel, vordringt. Die nördliche Begrenzung dieses Dreieckes zieht ziemlich geradlinig von der Žiganjealpe nach Lengenfeld, verläuft also rein OW und parallel zum Streichen der Schichten. Die östliche Begrenzung dagegen hat den Charakter einer das Kartenblatt diagonal durchsetzenden Störungslinie, welche die OW orientierten Faltensysteme dieses Aufschlußfeldes quer auf ihr Streichen abschneidet.

Die geologische Kartierung hat ergeben, daß diese von NW nach SO verlaufende Diagonalstörung aus zwei Teilstücken besteht, welche durch einen in der Richtung des Javornik- (Jauerburger-) Grabens gelegene Verwerfer gegen einander verschoben sind. Das nördliche Teilstück reicht von der Alpe Žiganje nach SO bis zur Kote 1223, wo der Alpenfahrweg auf die Korenšica das Gebiet der Oligocänschichten von Lepehn verläßt, um in Serpentinen den Steilhang zu überwinden. An diesen Abschnitt der Störungslinie sehen wir von Ost her Werfener Schichten, dann schmale Zonen von Grödener Sandstein und Obercarbon, schließlich in größerer Breite die steil aufgefalteten Schiefer und Sandsteine des Oligozäns in schön gegliederter Reihenfolge herantreten und dann scharf an Kalken der oberen Trias abschneiden. Das zweite längere Teilstück der Störungslinie beginnt unfern der höchstgelegenen Säge im oberen Jauerburger Graben und streicht von hier über Lipov rovt, Valvasorhaus und Scheraunitzalpe, Carbon und Trias scheidend, geradlinig nach SO. Die Verschiebung der beiden Teilstücke dieser W30N bis O30S streichenden Diagonalstörung durch den sekundären Verwurf im oberen Javornikgraben beträgt 1100 *m*.

Süd von der Gipfelmasse des Stou wendet sich diese Störungslinie nach Ost und streicht nun mit dem Charakter eines Längsbruches zum Vigunšca-Bergbau[2] und nach Verquerung des St. Annatales bei Laiba an die Südabdachung des Košutahauptkammes. Ihre östliche Fortsetzung bildet eine der markantesten Längsstörungen in der Nordhälfte des Blattes Eisenkappel—Kanker, in deren Verlauf der senkrecht niedersetzende Verwurf zwischen Obercarbon und Schlerndolomit fällt, welchen das Vellachtal nächst der Kristansäge Süd von Eisenkappel aufgeschlossen hat. Die obercarbonischen Aufbrüche von Weitenstein, im Gebiete der Gonobitzer Gora und des Wotsch in Südsteiermark,[3] sind die östlichsten Ausläufer dieses paläozoischen Schichtenzuges.

Auch in der Richtung nach West lassen sich die obercarbonischen Schichten weit über den Rahmen hinaus verfolgen, welchen ihnen ältere kartographische Darstellungen angewiesen haben.

Am Gehänge Nord von der Eisenbahnstation Lengenfeld streicht eine schmale Zone von sandigen Schiefern mit Calamiten, überlagert von einer Scholle weißen permocarbonischen Riffkalkes, nach West in das Savetal aus. 5 *km* weiter in West treten an dem Fuße der Karawanken die durch Auswitterungen von *Schwagerina princeps* gekennzeichneten Riffkalke des Permocarbons in größerer Mächtigkeit zutage. Sie bilden die felsigen, von mehreren wasserführenden Schluchten durchbrochenen Wandstufen, auf deren Höhe die Gehöfte von Lautischer und Mitterberg liegen, und streichen von hier, den Fuß von Steillehnen oder Felsabstürze bildend, über Kronau und Wurzen nach West fort. Das auf p. 15 [157] eingeschaltete

---

[1] Das Alter der eisen- und manganerzführenden Schichten im Stou und Vigunšcagebiete an der Südseite der Karawanken. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1899, p. 396 bis 418.

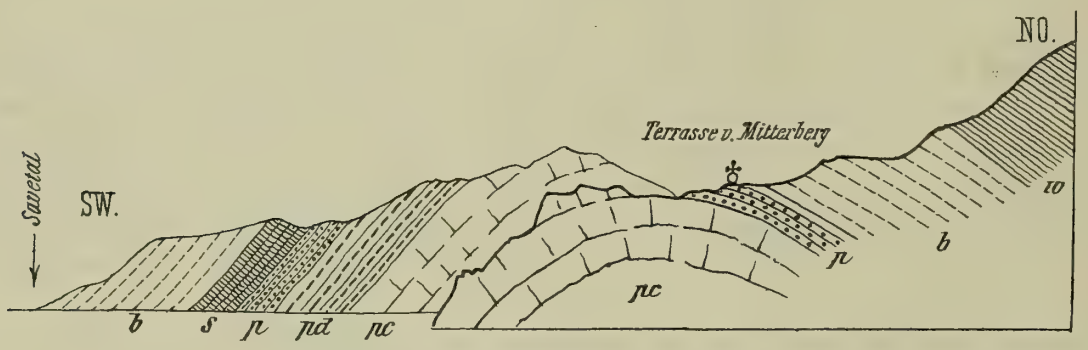
[2] Vergl. Verh. Geol. Reichsanst., 1899, p. 413.

[3] Vergl. Verh. Geol. Reichsanst., 1892, p. 281.

Profil Fig. 2 schneidet diesen Schichtenzug in der Gegend von Kronau. In der nachstehenden Skizze Fig. 6 sollen Schichtfolge und Lagerung, wie sie weiter östlich im Gebiete von Mitterberg beobachtet werden konnten, veranschaulicht werden.

Ein geologischer Durchschnitt läßt sich hier, wenn man nicht ein ganz schematisches Bild geben will, nur dadurch gewinnen, daß man zwei, von Ost her gesehen, kulissenartig hintereinander liegende, aber nahe benachbarte Schnitte durch denselben Gebirgshang zu einem Profil kombiniert. Der vordere Schnitt geht durch jenen Teil des Berghanges, in welchem auf scharf ausgeprägter Terrasse die Häusergruppe »Zu Mitterberg« liegt. Man hat hier den flach ins Gebirge einfallenden Nordflügel einer Aufwölbung von permocarbonischem Riffkalk vor sich, über welchem auf der Terrasse selbst zunächst die bunten Konglomerate und Breccien des Perm und Grödener Sandstein lagern. Darüber erhebt sich wieder ein steilerer Hang, der unten aus Bellerophondolomit, höher oben aus Werfener Schichten besteht. Die hintere Kulisse skizziert den steiler gestellten, zur Save abdachenden Gegenflügel dieser Aufwölbung paläozoischer Schichten; sie ist ein Durchschnitt durch den Felssporn, welcher den breiten Schuttkegel der in permocarbonischen Riffkalk eingeschnittenen Schlucht von Mitterberg nach West hin begrenzt. In diesem

Fig. 6.



Durchschnitt durch die Terrasse von Mitterberg.

pc = Permocarbonischer Riffkalk.	*s* = Rote sandige Schiefer.
pd = Dolomitfacies im Hangenden.	*b* = Bellerophondolomit.
p = Bunte Konglomerate und Breccien des Perm.	*w* = Werfener Schichten.

Südflügel des Gewölbes ist der hangendste Teil der permocarbonischen Riffbildung in dolomitischer Fazies entwickelt. Die im Riffkalk so häufigen Durchschnitte von *Schwagerina princeps* konnten auch in den dolomitischen Gesteinsbänken beobachtet werden.

Etwa 600 *m* West von der Mitterberger Schlucht fand ich am Gehänge Nord von der Häusergruppe Log längs eines zum oberen Teil der Mitterberger Schlucht hinaufziehenden Fahrweges Aufschlüsse von fossilführenden Schiefern, Sandsteinen und Fusulinenkalken, also typische Auerniggschichten, welche ihrer Lage nach in den Kern der eben beschriebenen Permocarbonkalk-Aufwölbung fallen.

Von besonderem Interesse ist es aber, daß diese am Karawankenfuß aufgeschlossenen paläozoischen Schichten in der Gegend von Log das Savetal überschreiten und in die Nordabdachung der Julischen Alpen fortsetzen.

Die ersten Anbrüche obercarbonischer Schichten an der Südseite des Savetales fand ich in dem Graben, welcher 200 *m* vor dem Übergange der Reichsstraße über die Pischenza ins Haupttal mündet. Oberhalb einer Lohestampfe erhebt sich hier an der Ostseite des Grabens eine schroffe Felsentblößung, welche aus obercarbonischem Quarzkonglomerat besteht; die wohlgegliederten Gesteinsbänke verflächen mit 50° in WSW. An der Westseite des Grabens kommen im Liegenden der Konglomeratbänke dunkle Carbonschiefer mit einer Einlagerung von schwarzem fusulinen- und crinoidenführendem Kohlenkalk zum Vorschein. Das Hangende bilden ebenfalls zunächst Schiefer- und Sandsteine des Obercarbon; aus höheren Lagen des schlecht aufgeschlossenen Gehänges kommen bunte Gesteine der permischen Schicht-

folge und fossilführende Werfener Schichten herab, welche zweifellos das Dach des hier zutage tretenden Schichtkopfes obercarbonischer Gesteine bilden.

Die Carbonaufschlüsse des »Kronauer Waldes« — so wird dieses Terrain auf der alten Spezialkarte genannt — liegen 1 *km* WSW von jenen am Gehänge bei Log und die beiden Vorkommnisse sind nur durch die Quartärbildungen der Saveniederung geschieden.

In überraschender Ausdehnung fand ich die obercarbonischen Schichten jenseits der Pischenza im Nordgehänge des Vitranc (Vetranec) entwickelt. Auf dem mit Wald und Bergwiesen bestandenen Höhenrücken, welcher den Ausblick von Kronau nach West hin abschließt, reichen Quarzkonglomerate, fossilführende schiefrige Gesteine und schwarze Crinoidenkalke des Obercarbon bis zur Kote 1100 empor, erheben sich also im Gehänge der Julischen Alpen etwa 250 *m* über das Niveau von Wurzen. Analog sind die Verhältnisse am Nordfuße der Ponca, wo ich im Prodegraben (Aptonkgraben der alten Spezialkarte) Süd von der Bahnstation Ratschach-Weißenfels obercarbonische Schiefer und Sandsteine und höher oben helle Riffkalke des Permocarbon aufgefunden habe; die letzteren unterbrechen in niederen Felsstufen mehrmals das Gefälle des steilen Grabens.

Das westlichste Vorkommen obercarbonischer Schichten, das mir gelegentlich der hier durchgeführten Orientierungstouren bekannt geworden ist, liegt im Römergraben an der Nordseite der Mangartgruppe und zwar dort, wo der von Greuth nach Nesseltal führende Fahrweg den tiefen Taleinschnitt verquert. Nahe oberhalb der in geneigte Nagelfluhbänke (Verflächen 25° in Nord) eingeschnittenen Klamm, in welche der Gebirgsbach unterhalb Nesseltal eintritt, liegt am rechten Talhang ein Aufschluß in blaugrauen sandigen Letten, welche zur Ziegelfabrikation abgegraben werden. An der Abbauwand beobachtet man in diesem Material eine eigentümlich striemig-streifige Vertikalstruktur, die darauf zurückzuführen ist, daß es sich hier um in situ befindliche Zersetzungsprodukte eines senkrecht aufgerichteten schiefrig-sandigen Schichtkomplexes handelt. An der unteren Grenze der Abgrabung sieht man das Ausgehende dieser Schichten, einen lebhaften Wechsel von quarzigen Sandsteinen mit schwarzen Schiefertonen, die selbst wieder verdrückte, ringsum von Rutschspiegeln begrenzte Linsen und Muggel von quarzigen Material umschließen. Gesteinsbildungen dieser Art sind der Triasformation fremd, dagegen für die Schiefer-Sandsteinentwicklung des Obercarbons der Karawanken geradezu charakteristisch. Ich nehme daher keinen Anstand, diesen Aufschluß als ein Stück der obercarbonischen Gesteinszone aufzufassen, von der eben die Rede war, um so mehr als am gegenüberliegenden Gehänge nahe der Grenze gegen die Nagelfluhbildungen Anbrüche roter permischer Schichten sichtbar sind.

Die Aufbruchszone obercarbonischer Schichten tritt also unmittelbar vor Kronau in das Gebiet der Julischen Alpen hinüber und begleitet den Nordfuß des Gebirges bis in den Römergraben in einer Gesamtlängserstreckung von 14 *km*. Sie verläuft hiebei, wie ein Blick auf eine Übersichtskarte zeigt, im Süden der Wasserscheide zwischen Save und Gailitz geradlinig von Ost nach West.

Verfolgen wir die Linie, welche das Streichen dieses alten Schichtenaufbruches markiert, nach Ost in das Blatt Radmannsdorf zurück, so sehen wir, daß dieselbe zwischen Kronau und der Eisenbahnstation Lengenfeld mit dem Savetal zusammenfällt, von hier nach Ost aber in die nördliche Begrenzungslinie des großen Verbreitungsgebietes paläozoischer Schichten ausstreicht, das sich am Fuße der triadischen Gebirgsgruppe des Mittagskogels und der Golica ausbreitet.

In der Tat ist diese Grenzregion vielfach durch tektonische Störungen ausgezeichnet, über deren Charakter allerdings erst die Tunnelaufschlüsse eine befriedigende Aufklärung gegeben haben.

Schon der kleine Carbonaufschluß Nord von der Station Lengenfeld schneidet mit einem scharfen Längsbruch gegen bituminöse Dolomite ab, welche aller Wahrscheinlichkeit nach bereits der unteren Trias angehören. Die Fortsetzung des paläozoischen Schichtenzuges nach Ost wird durch den breiten Schuttkegel verhüllt, auf welchem die Ortschaft Legenfeld steht. Am oberen Rande dieses Schuttkegels sind im Ausgange des von Borovje herabziehenden Grabens steilgestellte obercarbonische Schiefer mit Einlagerungen von Fusulinenkalk entblößt, die aus einer Zone von Werfener Schichten aufragen. Sie können nur als ein sekundärer Schichtenaufbruch aufgefaßt werden, welcher der Hauptwelle nördlich

vorliegt Denn die Zone der Werfener Schichten, in deren Streichen die obercarbonischen Schichten zutagetreten, wird im Süden im Bereiche der Hutweiden Ost von Lengenfeld von permischen Ablagerungen unterteuft, an deren Basis erst an dem Abstiege von Lengenfeld zur Reichsstraße die Nordgrenze der Hauptaufbruchswelle zum Vorschein kommt. Dieselbe streicht von hier nach NO und überschreitet den Mlincegraben knapp unterhalb der Brücke mit Kote 749. Der durch den Mlincegraben eröffnete Querschnitt ist insofern von Interesse, als er die im Hangenden des Carbons lagernden Gesteinszonen noch in voller Breite aufschließt. Der Unterlauf zwischen den Brückenkoten 749 und 909 wird beiderseits von bunten Konglomeraten, Schiefern und Sandsteinen des Perm flankiert; bei Punkt 909 tritt man in eine etwa 100 *m* breite Zone von Werfener Schichten und in deren Hangenden in die bunten Konglomerate und Breccien des Mucshelkalkes, welche entsprechend dem nördlichen Verflächen der Schichten in der zwischen Borovje und Belapeč tief einschneidenden Schlucht weit taleinwärts verfolgt werden können. Erst nahe unterhalb der bei Kote 1065 eintretenden Talspaltung sehen wir die mit 40 bis 45° in Nord einfallenden Bänke der bunten Brecciengebilde des Muschelkalkes unter den Schlerndolomit des höheren Gebirges hinabtauchen. Im Mlincedurchschnitt sehen wir also die beiden faciell so außerordentlich ähnlichen Konglomerat- und Breccienhorizonte des Savetales,[1] die permischen und die Muschelkalkbreccien, nur durch eine Zone von Werfener Schiefern geschieden, in einem und demselben Profile deutlich übereinander.

Erst östlich vom Mlincegraben ist das Obercarbon als zusammenhängende Gesteinszone aufgeschlossen. In dem Höhenrücken zwischen diesem Taleinschnitt und dem Presnek potok bilden die obercarbonischen Schichten eine 700 *m* breite Aufsattelung, welche nördlich und südlich von jüngeren Ablagerungen bedeckt erscheint. Den Nordrand begleitet zunächst eine schmale Zone von permocarbonischem Riffkalk, darüber folgen, ziemlich steil in Nord einfallend, die bunten permischen Schichten, Werfener Schiefer und Muschelkalkkonglomerat, darüber endlich der Schlerndolomit mit der Bela peč. Die dreigliedrige Schichtfolge an der Basis des durch seine blendendweißen Felsenentblößungen auffallenden Schlerndolomitniveaus ist hier in ihrer Mächtigkeit schon bedeutend reduziert, sie bildet eine Zone von kaum 200 *m* Breite. Der permocarbonische Riffkalk endet schon SSO von der Bela peč, auch die bunten Muschelkalkkonglomerate, welche oberhalb Lengenfeld etwas über 100 *m* mächtig sind, schneiden im oberen Presnekgraben vollständig aus und nur Grödener Sandstein und Werfener Schiefer setzen als schmales Schichtenband nach Ost fort.

Oberhalb der Birnbaumer Alpe beginnt die Zone der Werfener Schichten wieder zu größerer Breite anzuschwellen, ein Umstand, der sich leicht aus der hier einsetzenden flachen Lagerung der Schichten erklären läßt. An der Südabdachung des Rožicasattels und des Hahnkogels ist der Schichtkopf der fast schwebend gelagerten Werfener Schichten auf ungefähr 200 *m* zu schätzen.

Am Gehänge des Hahnkogels, nur einige hundert Meter östlich von der Tunnelachse, ist die Schichtfolge im Randgebiete des Carbons eine sehr vollständige. Die Schiefer und Sandsteine der Auernigg-schichten fallen unter mittleren Neigungswinkeln nach Nord. Nahe der Hangendgrenze umschließen sie ein 40 bis 60 *m* mächtiges Lager von schwarzem Fusulinenkalk, dessen nach Süd gewendeter Schichtkopf als felsige Steilstufe aus dem Schiefergehänge heraustritt. Es handelt sich hier um ein bestimmtes Niveau von Fusulinenkalk, das sich östlich und westlich von der Tunnellinie, und zwar immer in annähernd gleichem Abstand von der Nordgrenze des Carbons nachweisen läßt. Westlich von unserem Standpunkte liegen die Felsgipfel 1319 und 1367 oberhalb der Birnbaumer Alpe im Streichen dieses Kalklagers und noch weiter in West gehören die durch ihren klippenartigen Charakter auffallenden Felszacken mit den Koten 1090 und 964 Süd von der Bela peč diesem Schichtenzuge an. Wenden wir uns nach Ost, so finden wir eine hiehergehörige Felsklippe im Bereiche des breiten Bergrückens Nord von Punkt 1205 — der Fusulinenkalk ist daselbst durch reichliche Einstreuungen von kleinen weißen Quarzgeröllen ausgezeichnet —

[1] Man vergleiche meine auf diese bunten Konglomerat- und Breccienhorizonte bezüglichen Mitteilungen in: Exkursion ins Feistritztal bei Neumarktl. L. c. p. 24 bis 25.

weiterhin zwei parallele Züge desselben Kalksteins am Gehänge Nord vom Gehöfte Ment, von denen der untere in das Gebiet des alten Bergbaues von Reichenberg fortsetzt. Die Spateisensteinlinsen, welche dort im Karlstollen abgebaut worden sind, erscheinen an dieses Niveau von Fusulinenkalk gebunden. In der durchschnittlich 100 *m* breiten Zone von Schiefern und Sandsteinen, welche das Hangende dieser Lagermasse von Fusulinenkalk bilden, entwickelt sich West von Punkt 1176 eine schmale Terrasse, auf welcher einige zur Asslinger Alm gehörige Hütten liegen. Über dieser Terrasse erhebt sich ein zweiter, höherer, durch helle Färbung auffallender Felsabsturz mit der Gipfelkote 1325; derselbe besteht aus undeutlich gegliedertem permocarbonischen Riffkalk, reich an Auswitterungen von Spongien, Korallen und Crinoidenstielgliedern und mit Durchschnitten von Schwagerinen. Das Gestein ist teils rein weiß, teils rötlich geflasert, in den tiefsten Lagen mit einer an Bänderkalkstruktur anklingenden Streifung; die hangendsten Partien sind als rein weiße, zuckerkörnige Dolomite entwickelt.

Ein OW streichender Verwurf trennt diese Riffbildungen von grellroten permischen Schichten, die in einem Graben im Rücken der Wand tief aufgerissen sind. Die zunächst an die helle Felswand sich anschließenden bunten Schiefer und Sandsteine sind steil aufgerichtet und zerknittert, dann folgen aber am Gehänge aufwärts gelbliche, dünnbankige Dolomite mit roten, schiefrigen Zwischenmitteln, die mit 20 bis 25° nach Süd einfallen. Diese dolomitischen Gesteinsbänke sind wohl als Bellerophondolomit zu deuten, denn sie werden konkordant von schokoladebraunen Schiefern mit *Naticella costata* überlagert, die nach oben mit kalkigen Bänken und fossilreichen, glimmerig mergeligen Schiefern der oberen Werfener Schichten abschließen. Der über dem Bellerophondolomit sich aufbauende Schichtkopf von Werfener Schichten ist ungefähr 200 *m* mächtig. Darüber folgen noch in etwa 150 *m* Mächtigkeit dunkle, dünnbankige Kalke der anisischen Stufe; aus diesen besteht die Gipfelregion des Hahnkogels.

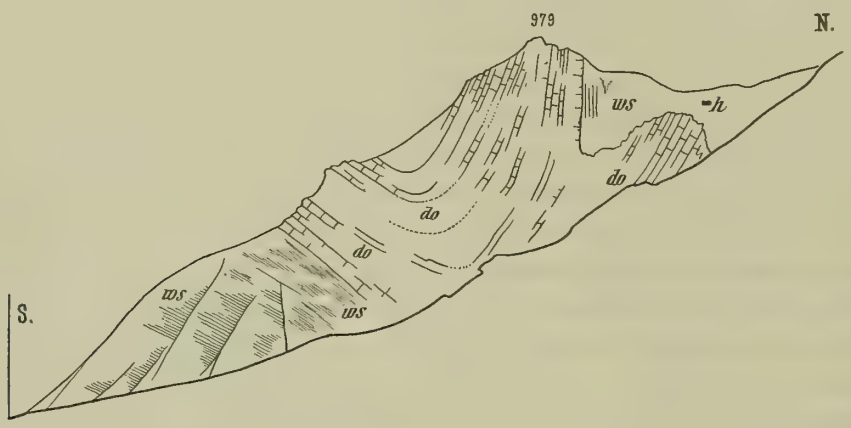
Wenn wir von dem Verwurfe an der Nordgrenze der permocarbonischen Riffbildungen und der daran anschließenden lokalen Schichtenzerknitterung absehen, so ist die Lagerung in diesem Durchschnitte eine auffallend regelmäßige, ja vom Bellerophondolomit aufwärts überhaupt völlig ungestört und flach. Niemand würde auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse für die Tiefe des Gebirges so gewaltige tektonische Komplikationen voraussetzen, wie sie durch den Tunnelbau 960 *m* unter dem Rožicasatte enthüllt worden sind. Ich will hier, späteren Darlegungen vorgreifend, nur darauf hinweisen, daß die obercarbonischen Schichten nicht, wie man nach den Tagaufschlüssen erwarten sollte, unter den jüngeren Schichtenmantel nach Nord hinabtauchen und auch weiterhin deren regelmäßige Unterlage bilden, sondern daß sie, wie die Tunnellierung ergeben hat, samt den jüngeren Hangendschichten in eine nach Nord überkippte Falte zusammengeschoben worden sind. Die flach gelagerte Schichtfolge auf der Höhe des Gebirgskammes gehört dem Hangendschenkel, beziehungsweise der Scheitelregion dieser Falte an, während der durch inverse Anordnung der Schichten gekennzeichnete, steiler gestellte Mittelschenkel, der nach Süd bis unter den Hauptkamm des Gebirges zurückgreift, erst durch den Tunnel erschlossen worden ist; er wurde nahe der Übergangsregion in den Liegendschenkel durchfahren. Die Tendenz zu nördlichen Überschiebungen, welche wir im Rosenbachgebiete an dem Nordrande der triadischen Schichtenplatte kennen gelernt haben (p. 19—23 [161—165]), gelangt also schon im paläozoischen Kern der Gebirgskette zu prägnantem Ausdrucke.

Wir wenden uns nun dem Südrande der Aufwölbung obercarbonischer Schichten östlich des Mlince potok zu. Als Gegenflügel der Ablagerungen, welche sich nordwärts über diesem paläozoischen Schichtensattel aufbauen, finden wir im Süden eine größere zusammenhängende Scholle von Gesteinen der unteren Trias, die sich von der Mündung des Mlince potok nach Ost bis zur Ortschaft Birnbaum erstreckt. Nach Süden reichen die Triasbildungen bis ins Savetal hinab. Presnek- und Doveršnig potok durchschneiden in ihrem schluchtförmig verengten Unterlauf diese jüngere, dem carbonischen Schichtenzug vorgelagerte Gesteinsscholle.

Am klarsten ist die Lagerung dieser Triasschichten am Ausgang des Presnekgrabens aufgeschlossen, besonders in dem Rücken, welcher sich westlich über der schutterfüllten Talsohle erhebt. Ich gebe in der nachstehenden Figur eine Skizze der hier zu beobachtenden Verhältnisse. Über einem Sockel von

Schiefern und plattigen Mergelkalken der oberen Werfener Schichten, welche mit 30° in Nord einfallen, lagern konkordant ausgezeichnet gebankte Dolomite des unteren Muschelkalkes. Diese letzteren treten an der Kante des Rückens als schroffer Schichtkopf mit flach in Nord geneigten Bänken heraus, während sie in der felsigen Gipfelpartie mit Kote 979 in steil stehenden Platten (70° und mehr) nach Süd einschießen. Im mittleren Abschnitt des Gebirges, an der Abdachung in den Presnekgraben, ist, wie unsere Skizze andeutet, die synklinale Umbiegung des starren Schichtenmateriales ganz deutlich zu beobachten. In der grünen Einsenkung, welche sich nördlich an den Gipfel 979 anschließt, kommt in steilen, bis zur Senkrechten aufgerichteten Schichten die Werfener Schieferbasis wieder zum Vorschein. In der Tiefe der Talschlucht beobachtet man im Liegenden der Werfener Schichten noch eine schmale Zone von roten grobklastischen Sandsteinen und bunten Breccien, welche das Perm vertreten, auf den Höhen östlich und westlich davon grenzen die Werfener Schichten dagegen unmittelbar an die dunklen Schiefer und Sandsteine der Auerniggschichten.

Fig. 7.



Lagerung der unteren Trias am Ausgange des Presnekgrabens.

ws = Werfener Schichten. | *do* = Anisischer Dolomit.
h = Bergwiesen mit Heustadel auf Werfener Schichten.

Werfener Schichten und Muschelkalk sind also dem Carbonaufbruch in einer Synklinale vorgelagert, deren Nordflügel nahezu senkrecht aufgerichtet ist, während der Südflügel flach ins Gebirge einfällt.

Die Grenze zwischen Obercarbon und Werfener Schichten verläuft geradlinig bis zum oberen Ende der Schlucht des Doverščniggrabens hinüber. An den Steilabstürzen, welche die Schlucht nach West hin begrenzen, sind die Dolomite des unteren Muschelkalks noch in großer Mächtigkeit aufgeschlossen, sie stehen hier in lebhafter Wechsellagerung mit gelblich verwitternden Rauhwackenbänken. Ein Steig, der vom Alpenfahrweg an der linken Seite des Tales zum oberen Rande der Schlucht hineinführt, schließt bereits die rauhflächig verwitternden Kalke der oberen Werfener Schichten auf. An dem rechten Steilhang des Grabens sieht man dann unmittelbar an den dickbankigen Dolomit des Muschelkalkes anschließend dünnplattige Dolomite, die mit rötlichgrauen und dunklen oolithischen Kalksteinen, den bekannten Holopellenoolithen der oberen Werfener Schichten und dünnschichtigen grauen Mergelkalken alternieren. Interessant ist die Lagerung dieser gut geschichteten Gesteinszone; sie bildet im höheren Teil des Gehänges mit 65° in NW verflächend das Hangende des Muschelkalkdolomits, stellt sich weiter abwärts senkrecht auf, um schließlich im Niveau der Talsohle den Dolomitkomplex zu unterteufen. Es liegt also in der Krone des Aufschlusses eine regelrechte Schichtenüberkippung vor. Etwa 50 Schritte weiter talaufwärts gelangt man in Aufschlüsse von grellroten sandigen Schiefern der unteren Werfener Schichten, die mit 35° in Süd einfallen, also bereits ziemlich flach vom Carbon abfallen. Es sind das auch schon die letzten Aufschlüsse in den Gesteinen der unteren Trias, denn eine kurze Strecke weiter aufwärts gelangt man nach Überkletterung einiger Riesenblöcke von carbonischem Quarzkonglomerat in anstehende Schiefer und

Sandsteine der Auerniggschichten. Die Talspaltung nächst der Kote 1082 liegt bereits im Obercarbon. Permische Schichten fand ich auch hier an der Grenze von Carbon und Trias nicht aufgeschlossen; sie fehlen auch, wie wir sehen werden, im Tunnelprofil. Die großen Blöcke von bunten Permbreccien, die man tiefer unten am Gehänge beobachtet, sind ringsum glatt gescheuert und stammen aus der Glazialschuttdecke.

Der an der Ostseite des Doveršniggrabens heraufziehende Alpenfahrweg verläuft durchaus in Werfener Schichten. Wo dieser Weg nach Überschreitung der ersten Gehängrippe eine in die Schlucht hinabziehende Schuttrinne verquert, befindet sich eine ergiebige Fundstelle von Fossilien der oberen Werfener Schichten. Östlich von dieser Kommunikationslinie beobachtet man auf der Höhe des zum Doveršniggraben parallelen Bergkammes im Hangenden dieser Werfener Schichten nochmals Schollen von Dolomit, die letzten Ausläufer der synklinal eingefalteten Zone von Muschelkalkdolomit des Gebietes West vom Doveršniggraben. Wir werden auf diese Faltenreste vo Dolomit in dem Abschnitt über die Tunnelaufschlüsse ausführlicher zurückkommen.

Die Aufschlüsse im Mündungsgebiet des Doveršniggrabens reichen über jene im Presnek potok nach Süd hinaus und vervollständigen dieselben. Unter den Mergelkalken der oberen Werfener Schichten, welche im Presnekgraben die Dolomitsynklinale flach unterlagern, kommt im Doveršniggebiet noch ein Aufbruch von gipsführenden Schichten und bunten Schiefertonen zum Vorschein, der das Niveau der unteren Werfener Schichten repräsentiert und an dessen Basis abermals ein Schichtkopf von Dolomit, den man der Lagerung nach in das Niveau des Bellerophondolomits stellen könnte. Die Tunnelaufschlüsse haben jedoch gezeigt, daß auch dieser Dolomit der unteren Trias angehört und nur durch eine nach Süd gerichtete Überkippung der Schichten in seine gegenwärtige abnormale Lage gelangt ist. An die einseitig gebaute Muschelkalksynklinale des Presnekgebietes schließt sich also hier nach Süd hin noch ein zweiter gegen die Julischen Alpen hin überschobener Faltenrest von unterem Muschelkalk. Erscheint also für den Schichtenbau am Nordrand der carbonischen Aufbruchswelle die Tendenz zu nördlichen Überschiebungen maßgebend, so weist der Faltenbau in der südlich vorgelagerten Triasscholle auf nach Süd gerichtete Druckwirkungen hin. Man wird daher auch für die Zone der carbonischen Schichten selbst einen regelmäßigen Gewölbebau nicht voraussetzen dürfen.

Die hier besprochene Scholle von Triassedimenten reicht nach Ost nur eine kurze Strecke weit über den Südeingang des Karawankentunnels hinaus. Jenseits desselben wird sie ihrer ganzen Breite nach durch eine NNW—SSO orientierte Querstörung abgeschnitten, welche durch den bei der Ortschaft Birnbaum mündenden Graben ins Savetal ausstreicht. Der Verlauf dieser Störungslinie konnte wegen der starken Schuttbedeckung des Gehänges nur durch Detailbegehungen festgestellt werden, auf welche wir bei der Schilderung der Umgebung des südlichen Tunnelportales näher eingehen werden. Hier möchte ich nur auf einige Beziehungen hinweisen, die sich aus der kartographischen Fixierung dieser Linie ergeben.

Der Querbruch von Birnbaum gehört zunächst seiner Streichungsrichtung nach in die Kategorie jener jüngeren Querstörungen, welche am Nordrand der Karawankenkette dislozierend in die vom Hochwipfelbruch begrenzten Schollen eingreifen, derselbe liegt ferner parallel zu dem großen Diagonalbruch, der das Verbreitungsgebiet der paläozoischen Schichten an der Südabdachung des Gebirges vom Triasmassiv des Stou scheidet. In der Tat ist er auch nicht ohne Einfluß auf die Konfiguration dieses Verbreitungsgebietes. Zwischen dem Mlincetal und dem oberen Doveršniggraben schwankt die Aufschlußbreite des obercarbonischen Schichtenzuges zwischen 700 und 1000 *m*. Östlich von der genannten Querstörung wächst dieselbe plötzlich auf 3300 *m* an.

Die Südgrenze des Obercarbons erscheint bei der Ortschaft Birnbaum infolge dieses Querbruches bis an den Fuß des Gebirges hinabgerückt und setzt von hier ab wieder geradlinig nach Ost fort. Die Störung hat also ähnlich den Querstörungen am Nordrande der Karawankenkette deutlich den Charakter einer Schollenverschiebung. Das Ausmaß der Verschiebung beträgt in der Projektion der Karte 1500 *m*.

Zwischen Mlince- und Doveršniggraben fällt die Carbon-Triasgrenze, wie wir gesehen haben, mit einer Längsstörung zusammen, an welcher die permischen Schichten nur in Spuren nachgewiesen werden konnten, die untere Trias aber steil aufgestaut oder nach Süd überkippt erscheint. Diesen Schichtenbau weist auch die schmale Zone von Triasbildungen auf, welche der Südstollen des Karawankentunnels vor dem Eintritt in die obercarbonischen Schichten durchfahren hat.

Die nach Süd gerückte Fortsetzung dieser Formationsgrenze, welche von Birnbaum quer über die tiefen Einschnitte des Jesenice-, Ukowa- und Javornik potok nach Ost bis an den Fuß des Vajnaš-Kammes hinüber verfolgt werden konnte, trägt in dem größeren Teile ihres Verlaufes den Charakter eines Längsbruches. Es sind zumeist Kalke und Dolomite der anisischen Stufe, welche dieser Linie entlang mit dem Obercarbon in Berührung treten. Nur im Jesenice- und Ukowagraben sieht man das Obercarbon unter die permischen Konglomerate und Breccien hinabtauchen, welche die von den genannten Talfurchen begrenzte Erhebung des Mirza vrh aufbauen.

Gerade in diesem Gebiete beobachtet man aber im Süden der hier so mächtig entwickelten Permbreccien zwei besonders scharf ausgeprägte Störungslinien, welche der Südgrenze des Obercarbons parallel laufen. Die eine derselben verquert den Ausgang des Jesenicetales, die andere, südlicher gelegene, die Mündung des Ukowagrabens. Die erstgenannte Linie ist mit einem Wiederauftauchen obercarbonischer Schichten verknüpft. Ich beobachtete diese Schichten zu beiden Seiten des unteren Jesenicegrabens, einerseits im untersten Teile des von Bleiofen nach Hohental führenden Karrenweges, anderseits an der ersten Umbiegung der Straße nach Heiligenkreuz, ferner an der Basis des großen Steinbruches, der während des Tunnelbaues in den permischen Breccien des Mrza vrh angelegt wurde. Alle diese Anbrüche obercarbonischer Schiefer vereinigen sich zu einem schmalen, aber auf 2 *km* Länge zu verfolgenden Schichtenzuge, welcher im Norden ganz normal von den bunten Mirza-Breccien überlagert wird, nach Süd hin dagegen auf die Gesteine der unteren Trias aufgeschoben erscheint, die zwischen Bleiofen und Assling den Fuß des Gebirges bilden.

Der im Mündungsgebiete des Ukowagrabens zu beobachtende Längsbruch setzt unterhalb des Jelenji kamen, wo er die Grenze zwischen Perm und Muschelkalk bildet, geradlinig in den Javornik potok hinüber fort.

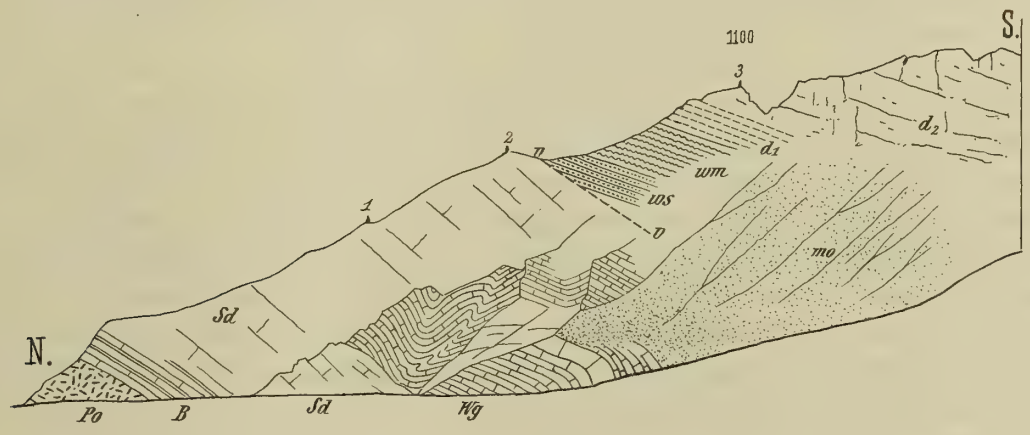
Östlich von Jauerburg konnten am SW-Fuß des Stou noch eine ganze Reihe paralleler Längsverwürfe konstatiert werden, die hier nicht eingehender besprochen werden sollen. Sie sind für den Gegenstand unserer Darstellung nur insofern von Interesse, als sie das Bild der tektonischen OW-Gliederung vervollständigen, welche das eben geschilderte Gebiet so sehr auszeichnet. Alle hier zu beobachtenden Faltenzüge und alle durch südliche Überkippungen oder Überschiebungen daraus hervorgehenden Längsstörungen streichen in schöner paralleler Reihung nach West ins Savetal aus, aber sie überschreiten diese Tallinie nicht. Am gegenüberliegendem Ufer ragt eine ungegliederte Felsmauer auf, der Steilabsturz des einförmigen obertriadischen Kalk- und Dolomitplateaus der Mežaklja, eines Vorwerkes der Julischen Alpen. Dieser Kontrast der beiden Talseiten reicht von Moste bis nahe an Lengenfeld; dieser Teil der Wurzener Save kann als Typus einer in eine Bruchspalte eingeschnittenen Haupttalfurche gelten.

8. Eine Überschiebungszone am Nordrande der Julischen Alpen.

Jenseits von Lengenfeld biegt das Savetal allmählich in die OW-Richtung ein und von Podkuže ab fallen Talverlauf und Schichtstreichen in eine Linie. Das Gebirge, das sich von hier ab im Süden über das Tal erhebt, besteht nicht mehr aus einer einheitlichen Riffkalkmauer, wie in der Gegend von Assling und Birnbaum, sondern aus einer reichgegliederten triadischen Schichtfolge, deren Aufbau durch zwei tiefe Querfurchen, den Beli potok und den Martulikgraben, erschlossen wird. Von besonderem Interesse sind die Aufschlüsse im Beli potok. Ich gebe zunächst in Fig. 8 eine Ansicht der Ostseite dieses Taleinschnittes, die ich nach der Begehung des Terrains von dem gegenüberliegenden Hang skizziert habe.

An dem Ausgange des Beli potok steht dort, wo ein Weg an der östlichen Tallehne emporführt, eine Kuppe von Raibler Felsitporphyr an. Das Eruptivgestein repräsentiert hier das tiefste Glied der Schichtfolge. Über dem Porphyr lagern, mit 45 bis 50° in Süd verflächend, dickbankige graue Kalke, in welche sich wenige Schritte taleinwärts eine Zone dunkler Kalksteine mit bituminösen tonigen Zwischenschichten einschaltet. Darüber folgen nun graue, zu weißem Grus zerfallende Dolomite vom Habitus des Schlerndolomits. Die Grenzzone zwischen Porphyr und Dolomit kann auf 40 *m* geschätzt werden, der Übergang in den Hangenddolomit ist ein allmählicher. In diesem nach der Lagerung als Schlerndolomit zu bezeichnenden Gestein erreicht man bei einem Vermessungssignal die Kante des Rückens, welcher den Beli potok nach Ost begrenzt. Folgt man nun der Kante aufwärts, so gelangt man nach kurzem Steilanstieg auf einen ringsum freien Waldgupf, auf welchem ein zweites Signal steht und in dessen Rücken zwischen den Koten 1000 und 1100 in eine Einsenkung, in welcher im Hangenden des Dolomits eine weichere Gesteinszone durchstreicht.

Fig. 8.



Profil durch den Beli potok am Nordfuße der Julischen Alpen.

Po = Raibler Felsitporphyr.
B = Kalke und Schiefer der Buchensteiner Schichten.
Sd = Schlerndolomit.
Wg = Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten.
v—v = Überschiebungslinie.
ws, *wm* = Sandsteinplatten und Mergel der oberen Werfener Schichten.
d_1 = Plattige Dolomite der anisischen Stufe.
d_2 = Dickbankige bis massige Dolomite.
mo = Glazialschutt.
1, 2, 3 = Unteres, mittleres und oberes Vermessungssignal.

Es liegen hier zu unterst glimmerreiche graue Sandsteinplatten, darüber in einem schmalen, kaum meterbreiten, nach beiden Seiten steil abstürzenden Kammstück trefflich aufgeschlossen grünlichgraue, durch weiße und rosarote Gipslamellen oft zierlich gebänderte Mergelschiefer, die durch ihre Fossilführung als obere Werfener Schichten charakterisiert sind; sie sind erfüllt mit gut erhaltenen Resten von *Naticella costata*, *Gervilleia socialis* und *Myophoria costata*. Die Schichten verflächen mit 30° in Süd und werden in dieser Richtung konkordant von schmutziggrauen Dolomiten und Rauhwacken des unteren Muschelkalks überlagert. Diesem zweiten Dolomitniveau, in welchem nahe über der Werfener Schieferscharte das das dritte Vermessungssignal mit Kote 1100 liegt, gehören die Wandabstürze an, welche sich von der genannten Kote ab nach West in den Beli potok hineinziehen. An ihrem Fuße treten in der Tiefe des Grabens unter einer Decke von Gehängeschutt die Werfener Schichten abermals in fossilreichen Aufschlüssen zutage. Ich fand daselbst in grünlichgrauen mergeligen Gesteinsbänken außer den bereits namhaft gemachten Leitfossilien der oberen Werfener Schichten, von denen hier insbesondere *Myophoria costata* in großen schönen Exemplaren vertreten ist, auch gut erhalten Reste von *Meekoceras caprilense* Mojs. [1]

[1] E. Kittl hat die hier im Jahre 1900 gesammelten Reste von *Meekoceras* gelegentlich der Bearbeitung der Cephalopodenfauna von Muć als Vergleichsmaterial benützt. Abh. geol. Reichsanst., Bd. XX, Heft 1, p. 71.

Nach Ost hin streicht die Zone von Werfener Schichten, von Schichtköpfen anisischen Dolomits überragt, am Gehänge oberhalb Malnjk aus. Beträchtlicher ist ihre Erstreckung in westlicher Richtung. Hier ist diese Gesteinszone zunächst im Bereiche der flachen Gehängstufe nachzuweisen, welche sich über den zwischen Beli potok und Martulikgraben im Süden der Save hinziehenden steilwandigen Kalk- und Dolomitabstürzen erhebt. Sie nimmt hier eine zwischen 1000 und 1100 *m* schwankende Höhenlage ein. Am Nordfuße der Glava wendet sie sich nach Süd in den Martulikgraben hinein und erreicht Süd von dem ebenen Alpboden mit Kote 924 am Eingange in die Wasserfallschlucht die Talsohle. In der Isohypse für 1000 *m* sind hier dieselben grauen glimmerreichen, plattigen Sandsteine und die gipsführenden grünlich grauen Mergel mit Naticellen-Steinkernen und Abdrücken von *Myophoria costata* aufgeschlossen, welche wir soeben im Beli potok kennen gelernt haben. Sie bilden die Basis der grauen, etwas bituminösen Dolomite, welche den Eingang in die Wasserfallschlucht flankieren. Aus dem Martulikgraben setzen die Werfener Schichten nach West durch die Berggruppe des Mali- und Černi vrh in die große Pischenza hinüber und dürften dort in den Vorkommnissen von Werfener Schichten ihre Fortsetzung finden, welche Peters im Osten und Westen dieser breiten Talfurche festgestellt hat.

In dem Kammprofil an der Ostseite des Beli potok lagern die Werfener Schichten auf Schlerndolomit. Bei der Begehung der Aufschlüsse im Talgrunde ergab sich, daß diese Dolomite, die der geschilderten Anstiegsroute entlang bis zur Kote 1000 emporreichen, in der Tiefe des Tales bald von einer anderen Gesteinsentwicklung abgelöst werden, und zwar von einer mächtigen Folge von schwarzen Plattenkalken und Kalkschiefern, in welche sich dolomitische Gesteinsbänke nur als untergeordnete Zwischenlagen einschalten. Die Schichten sind, wie auch der Skizze in Fig. 3 zu entnehmen ist, teils wellig gelagert, teils in sich zusammengefaltet und verbogen, fallen aber im ganzen doch als Hangendes der Dolomite des Talausganges nach Süd ein. Der Gesteinscharakter ist vollständig jener der Wengener Schichten und in der Tat fand ich auch einzelne Gesteinsplatten ganz bedeckt mit Schalenabdrücken von *Posidonomya* aff. *wengensis*. Dieser Schichtkomplex reicht nun talaufwärts bis zu jener Stelle, wo sich von einem am Ostgehänge lagernden größeren Moränenrest ein Schuttstrom ins Tal hinab ergießt. Hat man diese Schuttmassen überschritten, so gelangt man sofort in die Anbrüche der sandigen und mergeligen Schichten, welche, wie schon oben bemerkt wurde, zahlreiche Fossilien der oberen Werfener Schichten, darunter die bisher nur von einer kleinen Anzahl von Lokalitäten bekannten Reste von *Meekoceras caprilense*, geliefert haben. Im Talgrunde bildet also nicht Schlerndolomit, sondern das zeitlich äquivalente Niveau der Wengener Plattenkalke die Basis der Werfener Schichten. Das Niveau der schwarzen Plattenkalke mit Posidonomyen setzt auch nach West in den Martulikgraben fort. Die Gesteine sind hier in steil (50 bis 60°) nach Süd einfallenden, mannigfach verbogenen und zerknitterten Lagen innerhalb der Klamm aufgeschlossen, welche der Bach unterhalb des Alpbodens mit Kote 924 ausgenagt hat. Sie liegen hier über grauen, etwas dolomitischen Kalken ähnlich jenen am Ausgang des Beli potok.

Über der etwa 50 *m* mächtigen Zone von Werfener Schichten folgen im Beli potok ebenso wie auf der Höhe des Bergrückens im Osten dünnbankige, schmutziggraue Dolomite, dann hellere in massige Bänke gegliederte dolomitische Gesteine, die taleinwärts bis zur Kote 1154 zu verfolgen sind. Darüber lagern rauchgraue Kalke mit Diploporen, in welchen die auffallenden Wandabstürze an der Ostseite der Robičeva Pl. liegen. Wo diese Gesteine die Talsohle übersetzen, geben sie zur Bildung einer Steilstufe mit Wasserfall Veranlassung. Nächst der Kote 1154 fand ich Blöcke eines dunklen Kalksteins mit *Terebratuta (Coenothyris) vulgaris*, welche darauf schließen lassen, daß auch die normale Faziesentwicklung des alpinen Muschelkalks hier nicht gänzlich fehlt. Sicher ist, daß die ganze nahezu 300 *m* mächtige Serie von Dolomiten und Kalken als Vertretung der anisischen Stufe betrachtet werden muß, denn erst im Hangenden derselben gelangt man in das Niveau der Porphyre und Porphyrtuffe von Kaltwasser, also in die Buchensteiner Schichten. An der Ostseite der Robičeva Pl. fand ich rote Felsitporphyre noch in 1400 *m* Seehöhe, an der entgegengesetzten Seite des Tales lagern sie zwischen den Isohypsen 1300 und 1400 *m* und im Graben selbst beobachtet man scharfkantige Stücke von gebänderter, kieseliger Pietra verde im Durchgangspunkte der Höhenschichtenlinie für 1300 *m*. Die massigen Porphyre treten in

diesem Gebiete sehr zurück gegenüber den mit ihnen verknüpften, zumeist in ihrem Hangenden sich aufbauenden Tuffgesteinen. Diese selbst sind teils grobkörnig dickbankig, teils feinkörnig dünnplattig, immer aber durch das reichlich beigemengte grüne Eruptivgesteinsmaterial als Tuffbildungen gekennzeichnet. Auffallend ist ferner die Einstreuung von marinen Schaltierresten in diesen Gesteinen, selbst in den grobkörnigen Tuffsandsteinen.

Aus den feinkörnigen Tuffsandsteinen entwickeln sich nach oben fossilreiche schiefrigsandige Mergel die wieder mit dünnbankigen, dunklen, mergeligen Kalksteinen wechsellagern. Der ganze Ablagerungskomplex ist etwa 50 bis 60 *m* mächtig und bildet ein zwischen zwei Etagen dickbankiger Kalke und Dolomite eingeschaltetes Schichtenband, das sich parallel der tieferen Werfener Schieferzone, aber etwa 300 *m* höher durch den Hintergrund des Beli potok hindurchschlingt. Im Martuliktal streicht dieser Schichtenzug ungefähr in gleichem Niveau durch das Ursprungsgebiet der großen Schutthalde durch, welche von der rotbraunen Wand der Skarlatica zu Kote 1032 in »pod spikom« der Karte herabzieht. Der kleine Martuliksee dürfte in diesem Schichtenzuge liegen.

Aus diesem Niveau stammen die durch ihren Reichtum an oft kreidig auswitternden Bivalvenschalen ausgezeichneten, mergelig sandigen Gesteinsplatten, die über das ganze Gebiet des Beli potok und des Martulikgrabens ausgestreut sind und die wegen ihrer äußeren Ähnlichkeit mit den fossilführenden Gesteinsplatten der Raibler Schichten schon das Interesse der früheren Beobachter erregt haben.[1] Die häufigsten Fossilreste in diesen Schichten sind ein *Pecten* aus der Gruppe des *Pecten discites*, derselbe, den Stur l. c. durch eine eigentümliche Radialskulptur irregeführt, als *Pecten filosus* bestimmt hat, und eine *Myophoria* aus der Verwandtschaft der *Myophoria elegans*.

Es sind das Typen, welche bekanntlich in der deutschen Trias durch den ganzen Muschelkalk verbreitet sind und noch in den Keuper aufsteigen und die somit mit der nun festgestellten Position der in Rede stehenden Schichten an der Basis der ladinischen Stufe nicht im Widerspruch stehen.

Die Dolomitetage im Hangenden der fossilreichen Tuffsandsteine, Mergel und Kalke der Buchensteiner Schichten reicht im felsigen Talschluß des Beli potok etwa bis zu 1700 *m* Seehöhe empor; über diesem als Schlerndolomit zu bezeichnenden Niveau folgt dann unmittelbar der ausgezeichnet gebankte Dachsteinkalk, der in der Gipfelregion der Kokowa ebenso wie im benachbarten Triglavgebiete noch von einer schichtungslosen Riffkalkmasse überlagert wird. Die Raibler Schichten sind, in ihrer normalen Mergelfazies wenigstens, nicht entwickelt; sie scheinen hier ebenso wie in den Steiner Alpen durch Riffkalkbildungen vertreten zu sein, denn in dem weiten Kar, das sich unter den Wänden des Špik hinzieht, fand ich Blöcke eines weißen Riffkalks mit den für die Grenze zwischen Raibler Schichten und Dachsteinkalk bezeichnenden Resten der *Koninckina*, welche Bittner auf Grund meiner Aufsammlungen aus dem Gebiete von Oberseeland beschrieben hat.[2]

---

[1] Vgl. D. Stur, Verh. geol. Reichsanst., 1887, Jahresb., p. 17.

[2] Erläut. zum Blatt Eisenkappel-Kanker 1898, p. 80. Das Koninckinen führende Gesteinsniveau scheint in den Julischen Alpen übrigens eine weite Verbreitung zu besitzen, denn ich fand Riffkalkblöcke mit den Schalenresten dieser Brachiopoden auch am Fuße der Steilabstürze des Cmir im Uratatal und anstehende Kalkbänke mit *Koninckina* und *Amphiclina* im Gebiete der Jelouca auf dem Wege vom Jagdhaus in der Rovtarca nach Ledina. Der oben genannte Fund eines Koninckinengesteins am Fuße der Spikwände brachte mir die Angaben von Peters über das Vorkommen von Hierlatzschichten auf den Höhen des Spik und der Kukowa in Erinnerung. »Wenigstens traf ich« so schreibt Peters im Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1856, p. 686, »in einem weißen Kalkstein, der von dort in die Martulkamulde herabgestürzt sein muß, wohlerhaltene Terebrateln, die mit denen vom Hierlatz viel Ähnlichkeit haben. Herr Suess getraute sich aber nicht, sie ohne weiteres mit Hierlatzspezies zu identifizieren, so blieb die Sache in suspenso.« Bei der Neuordnung des Museums der geologischen Reichsanstalt kamen diese Reste wieder zum Vorschein und die neuerliche Untersuchung ergab, daß es sich hier tatsächlich nicht um liasische Brachiopoden handelte, sondern um Fossilien aus dem in Rede stehenden Grenzniveau zwischen Raibler Schichten und Dachsteinkalk. Die Reste beziehen sich auf die Gattungen *Amphiclina*, *Amphiclinodonta*, *Spiriferina* und auf eine *Rhynchonella* aus der Gruppe der *Rh. fissicostata*, repräsentieren also dieselbe Formengesellschaft, welche Bittner (Abh. geol. Reichsanst., Bd. XIV, Taf. IV) in dem Blockmaterial von Oberseeland nachgewiesen hat.

Die malerischen Schluchten, welche uns zwischen Kronau und Lengenfeld einen Einblick in die Felsszenerien der Julischen Alpen eröffnen, sind also auch für den Geologen von besonderem Interesse. Sie erschließen etwa 300 *m* über dem Savetal eine flache Nordüberschiebung, die durch das Übergreifen einer Platte von oberen Werfener Schichten über Schlerndolomit und dunkle Kalke der Wengener Schichten charakterisiert erscheint. Die Werfener Schichten bilden die Basis einer flach gelagerten Schichtentafel, die nach oben bis in das Niveau des Dachsteinkalks hinaufreicht. Die überschobene Schichtenreihe im Liegenden des Werfener Horizontes ist durch steilere Stellung (Verflächen 50° in Süd) und Fältelung des an die Überschiebungsfläche sich anschließenden plastischeren Gesteinsmateriales der Wengener Schichten ausgezeichnet. Der überschobene Schichtkomplex reicht am Ausgang des Beli potok nur bis in das Niveau des Raibler Felsitporphyrs hinab, am Ausgange des Martulikgrabens aber bis in grüne und violette Schiefer des Werfener Horizontes, welche dem Muschelkalk der Martulikklamm in stark zerrütteten und zerknitterten Schichten vorgelagert sind. 2·6 *km* in West von diesem Aufschlusse kommt, wie bereits früher erörtert wurde, an demselben Gelände die paläozoische Schichtenbasis zutage.

Setzt man das Profil des Beli potok über den Einschnitt der Save nach Nord fort, so gelangt man auch dort am Fuß eines steilen Dolomitgehänges in Aufschlüsse von Mergelschiefern und glimmerführenden, plattigen Sandsteinen vom Habitus der Werfener Schichten. Die Schichten fallen unter den Dolomit in Nord ein. Sie sind das Ausgehende jener Zone von sandig schiefrigen und mergeligen Gesteinen, die am Ausgang des Belzagrabens die Unterlage der bunten Muschelkalkbreccie von Lengenfeld bilden und mit dieser zusammen eine besondere Fazies der anisischen Stufe und das unmittelbare Liegende des Tuffniveaus der Buchensteiner Schichten darstellen. Westlich von der Belzamündung fand ich auch an dem ins Dolomitgehänge hinaufziehenden Alpensteig im Hangenden dieser Schiefer anstehende Massen von grünem und rotem Porphyr. Ein zweites Vorkommen von Porphyr im nördlichen Savegelände beobachtet man an dem von Lautischer nach Ost auslaufenden Fahrwege. Das Eruptivgestein bildet an beiden Lokalitäten die Basis von nördlich verflächendem, bituminösem Dolomit, der nach aufwärts allmählich in normalen hellen Schlerndolomit übergeht.

Das Savetal verläuft also hier, wenn man die Porphyre hüben und drüben, und die einerseits nach Nord, andererseits nach Süd abdachenden Hangenddolomite zusammenhält, im Scheitel einer Antiklinale mit Schiefern und Sandsteinen des Muschelkalks in der Aufbruchsmitte. Das Gewölbe von permocarbonischem Riffkalk, das an dem Steilabfall der Terrasse von Mitterberg bloßgelegt erscheint (vgl. Fig. 6, p. 30 [172]) bildet die westliche durch eine Längsstörung abgespaltene und etwas nach Nord abgelenkte Fortsetzung dieser Antiklinale. Noch weiter in West treten dann, wie bereits oben geschildert wurde, im Streichen dieser Antiklinalregion als tiefstes Glied die Auernigg-Schichten zutage, welche noch vor Kronau das Savetal übersetzen und von hier nach West noch auf eine beträchtliche Erstreckung hin als tektonischer Leithorizont am Nordfuß der Julischen Alpen verfolgt werden konnten.

Die Nordüberschiebung im Beli potok und im Martulikgraben ist ein getreues Abbild der Überschiebungserscheinungen am Nordrande der Steiner Alpen, im besonderen jener schuppenförmigen Wiederholungen von Werfener Schichten, welche im Blatte Eisenkappel-Kanker der geologischen Spezialkarte südlich des großen Siluraufbruches von Sulzbach zur Darstellung gelangt sind. Die scharf ausgeprägten Südüberschiebungen, die bei der geologischen Kartierung der Steiner Alpen entlang ihrer südlichen Begrenzung nachgewiesen werden konnten und die sich noch in den tertiären Vorlagen dieses Gebirgsstockes an den nach Süd überkippten Einfaltungen von sarmatischen Schichten im marinen Miocän von Stein in Krain klar erläutern lassen, setzen nach West bis in die Tiefenlinie der Wurzener Save fort. Die überkippten Schichtfolgen in den Triasablagerungen am Südausgang des Karawankentunnels sind nach dieser Richtung hin die letzten Äußerungen solcher nach Süd gewendeter Rückfaltungen.

Die Aufschlüsse im Tunnel.

(Hiezu Tafel II und III.)

A. Nordseite.

Die geologische Situation des Nordportales.

Der Schilderung der Aufschlußdetails in der Nordhälfte des Karawankentunnels möchte ich einige Daten über die Aufschlüsse an der nördlichen Zufahrtsstrecke vorausschicken, welche das Tunnelprofil nach dieser Richtung hin erweitern und zugleich über die geologische Situation des Nordportales selbst eine genauere Orientierung bieten.

Wir gehen hierbei von der Station Rosenbachtal aus. Dieselbe liegt auf einer diluvialen Schotterterrasse an der linken Seite des Haupttales, über welche sich westwärts der Steilabfall des Plateaus von Schlatten erhebt. Die zur baulichen Ausgestaltung der Station notwendigen Abgrabungen am Fuße dieses Steilhanges haben das Schichtenmaterial desselben quer auf das Streichen angeschnitten. Die Krone des Aufschlusses bilden wohlgegliederte Bänke einer harten Nagelfluh mit grobsandigen Zwischenlagen, welche mit 20° in Nord einfallen. Darunter lagern konkordant graue tonige Sande, sodann eine blaugraue Tegelschichte und unter dieser ein wiederholter Wechsel von groben Schottern und Sanden, in welche sich ab und zu abermals Tegellassen einschalten.

Die hangende Nagelfluh, welche auch oberhalb der abgeschrämmten Wand in meterdicken Gesteinsbänken aus dem Steilhang heraustritt, bildet ein vollkommen trockenes, von schütterem Nadelwald bestandenes Terrain. Die an der Basis derselben aufgeschlossenen tegeligsandigen und schotterigen Gebilde erwiesen sich dagegen als ein wasserführendes Niveau, in welchem jeder Anschnitt kleine Quellausflüsse eröffnete. Derselbe Gegensatz fällt auch in den Entblößungen an dem rechten Ufer des Rosentales auf. In den nördlichen Vorlagen des Suchi vrh erscheint die Decke der Nagelfluhbildungen infolge von Terrainbewegungen an der Grenze gegen die wasserleitende Basis in einzelne Schollen zerstückt und an einer Stelle, welche unter der Lokalbezeichnung »in der Kuchel« bekannt ist, in ein wirres Trümmerfeld aufgelöst, in dessen Bereiche während der ersten Bauperiode ein unregelmäßiger Steinbruchbetrieb zur Gewinnung von Materiale für leichtes Mauerwerk im Gange war. Die Rollbahnanlage, welche der rechten Talseite entlang die Verbindung mit dem Tunnel herstellte, hat die sandigtegeligen und schotterigen Basisschichten in größerer Ausdehnung bloßgelegt. Sande und Schotter sind hier vielfach von rostiger Färbung und an der Grenze gegen eine stärkere Tegellage beobachtete ich Trümmer eines schwachen Lignitflözes.

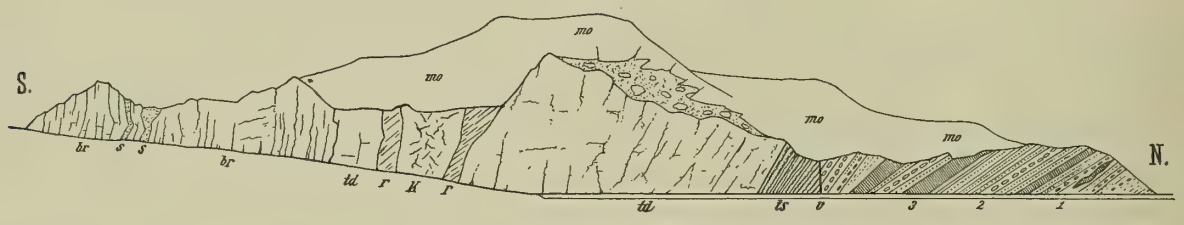
Die hier geschilderte zweigliedrige Schichtfolge entspricht der jüngsten Stufe der Tertiärablagerungen des Klagenfurter Beckens, den Sattnizkonglomeraten und deren Grenzschichten gegen die tieferen kohlenführenden Miocänablagerungen von Keutschach; die scharfmarkierte Terrasse dagegen, welche für die Stationsanlage benutzt wurde, ist neueren Datums. Sie besteht aus glazialen Schotterbildungen, die in eine jüngere, in die tertiäre Schichtenreihe eingeschnittene Erosionsrinne eingebettet wurden. Auf dem Wege, der in der Taltiefe vom ehemaligen Gewerkshause (Schloß Rosenbach) zur Säge führt, sieht man am Fuße der Bahnhofterrasse wiederholt die tertiäre Schichtenbasis zutage treten, am besten kurz vor der Säge, wo die mit dunkelblaugrauen Lettenlagen wechselnden, bald gröberen, bald feineren Schotter der tertiären Schichtenreihe in größerem Umfange aufgeschlossen sind. Fester gebundene konglomeratische Bänke, welche sich ab und zu in die Schotter einschalten, lassen die geneigte Lage der tertiären Schichten und die Diskordanz der groben glazialen Schotterbedeckung gegen ihre Basis besonders klar hervortreten. Lithologisch sind die tertiären Schotter durch den Reichtum an Geröllen von Quarz

und Serpentin charakterisiert, auffallend ist auch der Umstand, daß die im Vergleich zu glazialen Schotterablagerungen kleinen und schön gerundeten Geschiebe ringsum glatt gescheuert und poliert erscheinen.[1]

Die von der Station Rosenbach zum Tunnel führende Trasse wird auf eine Erstreckung von ungefähr 1000 *m* von den zumeist künstlich geschaffenen Aufschlüssen in der tieferen Abteilung der tertiären Schichtreihe begleitet. Nur in der Nordhälfte des quer auf das Streichen verlaufenden Schnittes fallen jedoch die tertiären Schotter, Sande und tegeligen Zwischenschichten analog den Verhältnissen nächst dem Stationsgebäude nach Nord ein. Hat man die hohe Dammaufschüttung, welche oberhalb der Säge hinzieht, überschritten, so gelangt man etwa 500 *m* jenseits der Stationsanlage zu einer Entblößung, in welcher die genannten Schichten mit 20° in Süd, also taleinwärts verflächen und diese Fallrichtung behalten die Tertiärschichten nun bis zum Grundgebirgsrande hin bei. Der tertiäre Schichtenverband erscheint also zu einem flachen, beiderseits unter Winkeln von 20° abdachenden Sattel aufgestaut. Kurz vor jener Steller wo die Mündung des Bärengrabens sichtbar wird, schneidet die tertiäre Schichtfolge an einem scharfen Bruch gegen Gesteine der Triasformation ab.

In der Grenzregion zwischen Tertiär und Grundgebirge ergaben die Abgrabungen das in Fig. 9 skizzierte Bild.

Fig. 9.



Aufschlüsse an der linken Seite des Rosenbachtales entlang der Zufahrtsstrecke zum Tunnel.

1—4 Tertiäre Schichten.
mo Moräne.
v Bruch an der Grenze zwischen Tertiär und Grundgebirge.
ts = Schwarzer Schieferton.
td = Bituminöser Dolomit.
r = Sandige Rauhwackenlagen.
k = Schwarzer Kalk.
br = Breccienkalk.
s = Bunte sandige Schiefer.

An dem Nordrande des Aufschlusses beobachtet man (1) blaugraue sandige Tegel mit Schotterlagen, nach oben mit einigen härteren Sandsteinbänken von gleicher Farbe abschließend. Dieselben verflächen mit 40° in S20W. Nach Süd hin folgt nun eine breitere Zone von konglomeratischen Schichten (2), sodann wieder feingeschlämmter sandiger Tegel von dunklerer Färbung (3), welcher mit 30° in Süd einfällt. Im Hangenden dieser Tegellage erscheinen endlich Sande mit tegeligen Schmitzen und Geröll-

[1] In dem letzten Bande der »Alpen im Eiszeitalter« von Penck und Brückner (Leipzig 1909), welcher mir erst lange nach Abschluß der vorstehenden Trassenbeschreibung zugekommen ist, hat Penck in dem Abschnitt über den Draugletscher auch die jüngeren Ablagerungen des Rosenbachgebietes besprochen und durch eine Anzahl photographischer Aufnahmen in ausgezeichneter Weise erläutert. Von den beiden Vollbildern zu p. 1106 des Werkes bezieht sich das eine auf den eben geschilderten Anschnitt des Plateaurandes bei der Station Rosenbachtal. Dasselbe zeigt sehr schön die Überlagerung des tieferen, quellenreichen Verbandes von sandigen, tegeligen und konglomeratischen Schichten, welche Penck unter der Bezeichnung »Quarz-Lyditkonglomerat« zusammenfaßt, durch die massigen Nagelfluhbänke. Penck ist geneigt, diese Nagelfluhbildungen von jenen der Sattnitz zu trennen und der jüngeren »Hollenburger Nagelfluh« an die Seite zu stellen. Doch betont auch er den anscheinend konkordanten Verband der Nagelfluh mit ihrer Schichtenbasis. Das zweite Vollbild zu Seite 1106: »Schollen von Hollenburger Nagelfluh östlich von Rosenbach« bezieht sich auf die oben als »in der Kuchel« bezeichnete Region. Es liegen hier nicht gebirgstektonische Störungen vor, wie Penk vermutet, sondern, wie oben angedeutet wurde, nur lokale Gleiterscheinungen. Die längs der Bahntrasse bloßgelegte Antiklinale in den tertiären Schichten, war im Jahre 1908 bereits durch Anpflanzungen und Flechtwerk zum Zwecke des Gehängeschutzes wieder verhüllt, Penck beobachtete jedoch diese Schichtenaufwölbung im Einschnitt des Rosenbaches (p. 1102 und 1106). Ein drittes, besonders schönes Bild illustriert die Deltaschichtung in den Quartärbildungen des Rosenbachgebietes (zu p. 1104).

lagen (4), die wieder etwas steiler aufgerichtet sind. In dieser Schichtabteilung setzt ein senkrechter Verwurf nieder *(v)*, die Scheide zwischen Tertiärvorlage und Grundgebirge. Die tertiären Schichten fallen also gegen das Grundgebirge hin ein, und zwar mit etwas steilerer Schichtenstellung, als in den weiter talauswärts liegenden Aufschlüssen; sie unterteufen dasselbe jedoch nicht, sondern schneiden an einem Bruch ab, welcher hier ohne Zweifel vollkommen senkrecht in die Tiefe setzt. Es ist der Durchgangspunkt jener Störungslinie, die wir bereits (vgl. p. 23 [165] besprochen und als eine jüngere Diagonaldislokation gekennzeichnet haben. Denn mit dieser Störung hängt offenbar die auffallende Verschiebung zusammen, welche der Schichtenzug silurischer Gesteine im Bereiche des Rosenbachtales aufweist.

Das Trias-Grundgebirge beginnt mit einer Zone von schwarzen, dünnschichtigen Schiefertonen *ts*, welche von dem Verwurfe taleinwärts abfallen und konkordant von dunklen, etwas brecciösen, zu sandigem Grus zerfallenden Dolomiten *td* überlagert werden. Die Grenzfläche zwischen Schiefer und Dolomit fällt mit 55° in SW ein.

Die dunklen Dolomite bilden den ersten harten Felsriegel längs der zum Tunnel führenden Trasse. Eine Kappe von grobem Blockschutt glazialen Ursprunges sitzt dem anstehenden Schichtenmateriale auf und dieser Umstand sowie das Hervortreten von Quellen an der Grundgebirgsgrenze nötigten zur Aufführung einer starken Stützmauer, welche schon im August 1905 vollendet war und den eben geschilderten Aufschluß wieder vollständig verhüllte.

Südlich des aus dem Gehänge vortretenden Felsriegels schaltet sich in den dunklen Dolomit und seine mürben, sandigen Zwischenlagen *r*, eine Zone von schwarzem, weiß durchaderten Kalkstein *k* ein. Kalk und Dolomit sind hier in senkrecht stehende Bänke gegliedert und schneiden jenseits des Durchlasses für den ins Gračenicatal führenden Fahrweg scharf gegen eine heller gefärbte Gesteinszone ab, welche in einer niedrigen Felsstufe oberhalb dieses Fahrweges hinzieht. Dieselbe besteht aus bunten, grau und rot gefleckten, harten Breccienkalken *br*, in welche sich dort, wo der obere Rand des Aufschlusses etwas eingesenkt erscheint, zwei schmale Zonen von grünen und dunkeleisenroten, sandigen Schiefern *s* einschalten. Breccienkalk und Schiefer sind senkrecht aufgerichtet, die letzteren infolge von Verdrückungen unregelmäßig an- und abschwellend. Zu beiden Seiten der bunten Schiefereinlagerungen ist deren Material mit den Kalken selbst enger verwoben und entsteht so ein Gestein vom Habitus eines bunten Knollenkalkes.

Das Hangende dieser bunten, nur etwa 10 *m* breiten Gesteinszone ist längs des zu einigen Arbeiterhäusern emporziehenden Fahrweges durch Glazialschutt verhüllt, wurde aber unterhalb des Weges dem Bahngeleise entlang durch künstliche Aufschlüsse entblößt. Man gelangt hier in einen Komplex von glimmerigen Mergelschiefern und dunklen schiefrigen Knollenkalken, der steil aufgerichtet und stark zerknittert auf eine Erstreckung von 150 *m* den Bahndamm begleitet. Im unmittelbaren Anschluß an einen Anbruch von schwarzen, mit Calcit durchaderten, stark gefältelten Schiefer folgen dann einige Bänke eines harten, spätigen, rötlich geflammten Kalksteins, welche steil in Süd einschießen, und endlich als hangendstes Glied der ganzen Schichtfolge der weiße Dolomit des Gračenica Kammes, welcher anfangs steil, weiter taleinwärts aber mit flacherer Neigung nach Süd einfällt. Die Grenze hat den Charakter eines Verwurfes. An felsigen Dolomitentblößungen vorbei erreicht die Trasse den Einschnitt des Gračenicabaches, überschreitet denselben und tritt jenseits der Brücke sofort in den Tunnel ein.

Vergleicht man diese Gesteinsfolge mit der Gliederung der Trias am Nordabhang des Gebirges zwischen Kopein und Rosenbach, die wir oben an der Hand einiger paralleler Durchschnitte erläutert haben (vgl. p. 18–20[160–162]), so ergibt sich folgendes: Zunächst ist der helle Dolomit des Tunneleingangs ohne Zweifel dem Schlerndolomit im Profil von Kopein (Fig. 3, p. 18 [160]) gleichzustellen. Ebenso klar ist es, daß die Zone von glimmerigsandigen und schiefrigen Schichten mit Einlagerungen von dunklen Knollenkalken im Liegenden dieses Dolomits jener Gesteinszone entspricht, welche bei Kopein über den Porphyren und Tuffen lagert und die daher als eine Vertretung der Buchensteiner Schichten bezeichnet wurde. Die Zone von bituminösen Dolomiten und dunklen, zum Teil hornsteinführenden Plattenkalken, die sich im Kopeiner Profil zwischen die Buchensteiner Schichten und den Schlerndolomit einschaltet, konnte 200 *m* über

der Sohle des Rosenbachtales an dem zum Tunnelsignal führenden Steige noch in ganz normaler Entwicklung nachgewiesen werden (siehe oben p. 20 [162]), in der Talsohle selbst aber ist sie in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, auch lithologisch etwas anders entwickelt oder fehlt, wie am rechten Ufer des Tales, gänzlich. Die Porphyre und Tuffe, die am Wege zum Tunnelsignal noch in größeren Anbrüchen entblößt sind, fehlen 200 *m* tiefer im Talgrunde vollständig, es kann dies aber bei dem absätzigen Charakter dieses Gliedes des Schichtfolge nicht sonderlich überraschen. Dagegen sind die Konglomerate und Breccien der anisischen Stufe, die am Nordfuße der Karawanken die Unterlage der Porphyrtuffe bilden, in der Tiefe des Rosenbachtales wieder vertreten, und zwar durch eine steilstehende Schichtfolge von bunten Kalkbreccien mit roten, schiefrig sandigen Zwischenmitteln.

Im Liegenden der bunten Breccien folgen in der Talsohle schwarze Kalksteine, bituminöse Dolomite mit Rauhwackenlagen und schwarze Schiefertone. Damit erreicht man den Grundgebirgsrand, beziehungsweise den Verwurf gegen die jüngere tertiäre Vorlage. Gesteinsfolgen dieser Art gelangen dem Nordfuß der Karawanken entlang wiederholt als Basisbildungen der bunten Konglomerate und Breccien des oberen Muschelkalkes zur Entwicklung, dieselben repräsentieren also das nächst tiefere Glied der anisischen Stufe.

In den zum Vergleiche herangezogenen Profilen spielt die Fazies der porphyrischen Gesteine und ihrer Tuffe als Grenzzone zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten eine wichtige Rolle. Wo diese Eruptivgebilde fehlen, wie in der Taltiefe des Rosenbaches oder in den Tunnelaufschlüssen, ist eine strikte Scheidung zwischen beiden Triashorizonten nicht durchführbar. Die Feststellung der Grenze zwischen der anisischen und ladinischen Stufe ist ja auch in anderen Ablagerungsgebieten der alpinen Trias eine recht schwierige Sache und es muß dies in noch höherem Maße in einem Gebiete der Fall sein, wo man sich bei der stratigraphischen Gliederung im wesentlichen nur auf jene Merkmale stützen kann, welche die Gesteinsbeschaffenheit darbietet.

Im Tunnelprofil bilden die bunten Breccienkalke der anisischen Stufe das wichtigste Leitniveau für die Horizontierung der Aufbruchszonen tieferer Triasschichten innerhalb des Schlerndolomits. Die damit verknüpften dunklen Kalke, bituminösen Dolomite und Schiefertone entsprechen wohl zum größten Teil den gleichartigen Gebilden, die im Rosenbachtal an der Basis der Breccienzone auftreten. Eine Abscheidung der zum Teil in ähnlicher Fazies entwickelten Ablagerungen des Niveaus der Buchensteiner Schichten ist innerhalb der schmalen, stets stark gestörten Aufbruchszonen des Tunnelprofiles nicht möglich. Wenn ich daher in der Folge für die betreffenden Schichtenaufbrüche die Bezeichnung Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten einführe, so soll damit nur angedeutet sein, daß die fraglichen Schichten möglicherweise noch in das Niveau des letztgenannten Horizontes hinaufreichen.

Das Tunnelportal befindet sich also bereits innerhalb des mächtigen Schlerndolomitkomplexes, in welchen der Gračenicabach sein enges felsiges Bett eingeschnitten hat. Die Angriffspunkte für Richt- und Sohlstollen liegen an dem steilen Nordabfall des schmalen Rückens, welcher Gračenica- und Bärengraben trennt, etwa 200 *m* westlich von der Vereinigung beider. Eine Rollbahn für die Zufuhr der im unteren Bärengraben gewonnenen Werksteine umkreist diesen Rücken, und dieser Anlage verdanken wir es, daß das Liegende des Schlerndolomits auch an der rechten Seite des Tales sehr gut aufgeschlossen wurde.

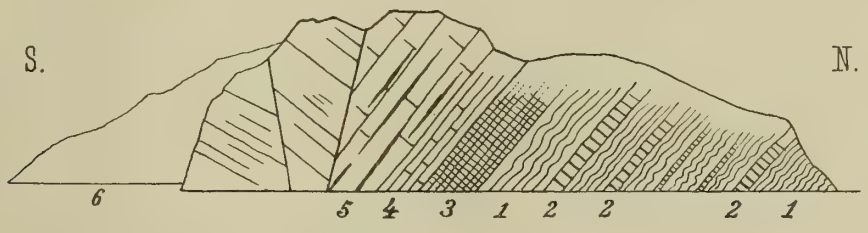
Der helle Dolomit reicht vom Tunnelportal noch eine Strecke weit talauswärts; zur Gewinnung seiner Zerfallsprodukte, eines blendend weißen Dolomitgruses, wurde das Gehänge allmählich seiner Vegetationsdecke vollständig entkleidet, so daß überall der nackte Fels zutage tritt. Dann gelangt man in die schon durch dunklere Färbung auffallende Schichtfolge von mergeligen, oft glimmerreichen Schiefern und dünnschichtigen Knollenkalken, welche an der Dolomitgrenze steil aufgerichtet und zerknittert sind, weiterhin aber deutlich mit 50 bis 60° in Süd unter den Dolomit einfallen. Die Grenze trägt auch hier den Charakter eines Verwurfes, die randliche Dolomitzone ist dunkler gefärbt, brecciös und reichlich mit Harnischen durchsetzt; die zunächst anschließenden Gesteine der Mergelschiefervorlage sind auf eine Breite von 1·5 *m* von lauchgrüner Färbung und durch schuppige, an Sericit erinnernde Beläge ausgezeichnet. Sie brausen aber, wie die anderen Mergelschiefer, unter HCl lebhaft auf. Diese selbst gleichen

sowohl in den glimmerführenden, häufig mit Fließwülsten bedeckten, krummschaligen Platten als auch in der damit eng verknüpften Knollenkalkentwicklung so auffallend Gesteinen der oberen Werfener Schichten, daß man unwillkürlich nach den bezeichnenden Fossilresten dieses Horizontes sucht. Die hier aufgeschlossenen Gesteine sind aber den Hangendschichten der Porphyrtuffe, also den Buchensteiner Schichten, äquivalent und in der Tat fand ich in den Knollenkalken an der Rollbahn an der Umbiegung der Trasse in den Bärengraben dieselben an Tentakuliten erinnernden Auswitterungen, welche längs des zum Tunnelsignal führenden Steiges in diesem Niveau zu beobachten waren (vgl. oben p. 19 [161]).

Steigt man von dem Damm der Rollbahn direkt zur Brücke ab, über welche der Weg in den Bärengraben hineinführt, so sieht man am Fuße des Gehänges, gegenüber dem Elektrizitätswerke, dieselben bunten, gelb verwitterten Brecciengesteine hervortreten, welche an der linken Talseite die Vorlage der Mergelschiefer und Knollenkalke bilden. Sie fallen auch hier in wohlgegliederter Bankung mit 70° in Süd unter die Mergelschiefer ein. Die im Liegenden dieser Breccienkalke zu erwartenden dunklen bituminösen Dolomite sind talabwärts gelegentlich des Einbaues von Stauwehren im Bachbett selbst aufgeschlossen worden, so daß die längs der Bahntrasse zu beobachtende Gesteinsfolge auch auf der rechten Talseite sich Schicht für Schicht wiederholt.

Einen dritten Paralleldurchschnitt, wenigstens durch die hangendsten Glieder dieser Schichtenfolge erhält man, wenn man auf der Höhe des Rollbahndammes in den Bärengraben hineingeht. Wo die Trasse

Fig. 10.



Aufschluß an der Rollbahn im unteren Bärengraben.

1 und 2 = Krummschalige Mergelschiefer mit Einlagerungen von dunklem Knollenkalk.
3 = Bunte Schieferzone.
4 = Dünnplattige dunkle Kalksteine.
5 = Helle dickbankige Kalke mit grünlichen tonigen Lassen.
6 = Glazialschutt.

der Rollbahn nach Umfahrung des Bergvorsprunges in den genannten Graben einbiegt, liegt sie noch in den gelblich verwitternden glimmerig sandigen Mergelschiefern mit ihren Einschaltungen von dünnschichtigen Kalkmergeln und dunklen schiefrigen Knollenkalken, welche wir an dem entgegengesetzten Abfall des Bergrückens beobachtet haben (1, 2). In ihrem Hangenden folgt zunächst eine schmale Zone von abwechselnd grün und pfirsichrot gefärbten Schiefern (3) und darüber mit etwas flacherer Lagerung (45 bis 50° in Süd) festere kalkige Gesteinsbänke, und zwar: Zu unterst einige Bänke dünnplattiger, dunkler, weißgeäderter Kalke (4), darüber hellere, rauchgraue bis rötlichbraune Kalksteine mit dickbankiger Gliederung (5). In den rötlichbraunen Abänderungen beobachtet man Schmitzen und Lassen von grünem Schiefertonmaterial, welche dieser Gesteinszone ein ganz besonderes Gepräge geben. Diese dickbankigen, heller gefärbten Kalke verflächen anfangs konkordant mit den dünnplattigen, dunklen Liegendkalken in SW, sind aber weiterhin durch Steilklüfte in mehrere keilförmig sich ausschneidende Schollen verworfen, welche taleinwärts unter eine Glazialschuttdecke (6) hinabtauchen, so daß die Überlagerung durch den hellen Dolomit der Gračenica hier nicht aufgeschlossen ist. Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß es sich hier um die Fortsetzung jener kalkigen Gesteinszone handelt, welche in den Aufschlüssen längs der Bahntrasse an der Grenze zwischen der Zone von Mergelschiefer und Knollenkalk und den hellen Dolomiten der Gračenicaklamm zu beobachten waren (vgl. p. 43 [185]).

Insolange keine Fossilfunde zur Verfügung stehen, und solche sind nach der Gesteinsbeschaffenheit hier kaum zu erwarten, ist es natürlich unmöglich, über die stratigraphische Stellung dieser Grenzzone

ein sicheres Urteil zu gewinnen. Es ist das um so schwieriger, als die Lagerungsverhältnisse entschieden darauf hinweisen, daß die untere Grenze des Schlerndolomits im Talgrunde mit einer Längsstörung zusammenfällt. Besonders klar ist dies im mittleren der drei oben geschilderten Schnitte ausgesprochen, wo die massigen Dolomitbänke unmittelbar auf steil aufgerichteten und stark zerknitterten Mergelschiefern des Buchensteiner Niveaus liegen. Den stratigraphischen Verhältnissen entspricht es wohl am besten, wenn wir diese Grenzzone noch dem Komplex der Buchensteiner Schichten angliedern.

Wir gehen nun zur Schilderung der Aufschlüsse im Nordstollen über.

Die geologischen Aufschlüsse im Nordstollen (Stollenmeter 0 bis 4851·5 vom Nordeingang).

Stollenmeter 0 bis 63. Erste Zone von Schlerndolomit.

Der lichte Triasdolomit, welcher in der Umgebung des Nordportales in nackten Felsmassen zutage tritt, begleitet Richt- und Sohlstollen [1] auf eine Erstreckung von 63 Metern. Das Gestein ist dickbankig gegliedert und durchwegs steil aufgerichtet. Der Neigungswinkel, der nach Süd, also nach der Richtung des Stollenvortriebes hin, einschießenden Bänke schwankt zwischen 50 und 60°. Auffallend ist der Reichtum an Harnischbildungen. Der Dolomit wird nach verschiedenen, sich vielfach durchkreuzenden Richtungen von spiegelnden Gleit- und Rutschflächen durchsetzt, welche teils vollkommen eben sind, teils parallele, die Gleitbahn markierende Streifen und Riefen aufweisen. Auch in diesem Falle sind die Rutschflächen noch immer glänzend und spiegelnd. Das Gestein läßt aber auch in seinem inneren Aufbau die Wirkung des Gebirgsdruckes klar erkennen. Es zeigt gerade in den an Harnischbildungen reichen Bänken deutlich jene mörtelartige Trümmer- und Breccienstruktur, die man in tektonisch stark gestörten Regionen so häufig beobachtet. In manchen Bänken wird der Dolomit infolge dieser besonderen Beschaffenheit und der Auslaugung durch Wasser so mürbe, daß er unter dem Drucke der Hand zu sandigem Gries zerfällt. An dem dolomitischen Steilhang, der sich östlich an das Tunnelportal anschließt, sind diese Erscheinungen auch übertag kontrollierbar. Die sandigen Zerfallsprodukte des Dolomits wurden hier systematisch abgegraben, da sie bei den Mauerungsarbeiten im Tunnel mit Vorteil verwendet werden konnten.

Stollenmeter 63 bis 80·9 (17·9 *m*). Überschobener Aufbruch von oberem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten.

Bei Stollenmeter 63 tritt der erste Gesteinswechsel ein. Auf einer weißen, dolomitischsandigen Gesteinsbank, die mit 60° nach Süd verflächt, lagert zunächst ein roter eisenschüssiger Lettenbesteg, welcher eine Serie von harten, grobspatigen Kalksteinbänken einleitet. Schon bei Stollenmeter 64 folgen darüber schwarze Schiefertone. Die kalkigen Gesteinsbänke im Liegenden des Schiefertones sind zu unterst dunkel und von rostigen Kluftflächen durchsetzt, nach oben werden sie lichter und gehen durch Aufnahme grünlicher Tonflasern in jenen Gesteinstypus über, welchen man im benachbarten Bärengraben an den Aufschlüssen längs der Rollbahn (siehe oben p. 45 [187]) im Liegenden der Dolomite des Tunnelportales beobachtet.

Die schwarzen Schiefertone, welche der Sohlstollen im Hangenden dieser kalkigen Gesteinsbänke aufschließt, verflächen wie diese mit 60° in Süd, richten sich aber weiterhin bis zu 80° auf. Sie sind in der Tunnelsohle zunächst nur in einer Breite von 2·8 *m* aufgeschlossen, dann folgt von Stollenmeter 66·8 bis

---

[1] Die Achsen der beiden Stollen, des Richtstollens und des später mit einem Radius von 300 eingelegten definitiven Sohlstollens vereinigen sich zwar erst bei Stollenmeter 130. Die beiden Aufschlußstrecken treten aber schon 60 *m* vom Tunnelportal ab in Berührung. Es liegt also kein Anlaß zu einer gesonderten Schilderung derselben vor. Für die Stationierungen dient die Sohlstollenmündung als Ausgangspunkt.

68·7 abermals eine Reihe von Kalkbänken, die mit demselben Neigungswinkel (80°) in Süd einschießen. Es sind rötlichgraue bis licht fleischrote, reichlich mit weißem Calcit durchwobene Gesteine, analog jenen bunten Kalkgesteinstypen, welche an der linken Seite des Rosenbachtales und im Bärengraben an der Rollbahn im Liegenden des Schlerndolomits aufgeschlossen sind. Im Tunnel machen sie den Eindruck einer durch Gebirgsdruck zertrümmerten und wieder verkitteten Kalksteinbildung.

Im Hangenden dieser bunten Kalke folgt nun eine zweite Lage von schwarzem Schieferton, in welchem sich einige Bänke von schwarzem bituminösen Kalkstein einschalten. Diese kalkigen Zwischenschichten erscheinen vielfach zerstückt und verbrochen und sind dementsprechend auch von prächtigen Rutschspiegeln durchsetzt.

Bei Stollenmeter 80·9 wird diese durch ihre dunkle Färbung auffallende Gesteinsfolge von dickbankig gegliederten hellen Dolomiten überlagert, welche wie am Tunneleingang mit 50 bis 60° nach Süd einfallen.

Zwischen Stollenmeter 63 und 80·9 durchfährt der Sohlstollen somit im Hangenden der hellen Dolomite des Tunneleinganges Teile derselben Schichtfolge, welche nördlich vom Tunnelportal diesen Dolomit unterlagert und in der wir eine Vertretung des oberen Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten erkannt haben. Die dunklen Schiefertone, welche durch zusitzende Wässer zum Teil in weiche plastische Tone übergeführt werden und dadurch begreiflicherweise das besondere Interesse der Bauleitung erregten, haben sich nach den Mitteilungen der Ingenieure im Firststollen bereits vollständig ausgeschnitten. Übertag ist ungeachtet der geringen Mächtigkeit der Gebirgsüberlagerung von den Gesteinen dieser Schichtfolge überhaupt nichts mehr zu beobachten. Der Tunnel erschließt also hier den Scheitel eines gestörten, nach Nord überschobenen Aufbruches, welcher die Gebirgsoberfläche überhaupt nicht erreicht hat.

Stollenmeter 80·9 bis 378·5 (297·6 *m*). Zweite Zone von Schlerndolomit.

Die hellen Dolomite, welche bei Stollenmeter 80·9 angefahren wurden, reichen mit gleichbleibendem Charakter bis Stollenmeter 143. Farbe, Struktur (brecciöse Zertrümmerung und Harnischbildungen) und Lagerung (Verflächen 50 bis 60° in Süd) sind dieselben, wie in den ersten 60 *m* des Sohlstollenaufschlusses, so daß diese Gesteinszone als der isokline Gegenflügel der Dolomite betrachtet werden muß, welche dem eben geschilderten älteren Schichtenaufbruch im Norden vorgelagert sind.

Von Stollenmeter 143 ab tritt man in dunkel rauchgraue, hie und da von schwarzen Schieferton-schmitzen durchzogene Kalksteine, welche einigermaßen an Gesteine des alpinen Muschelkalkes erinnern. Bei Stollenmeter 156 fand ich in den Gesteinsbänken Durchschnitte von Schalentrümmern, aber leider keine bestimmbaren Fossilreste. Die erste Zone dieser dunkler gefärbten Gesteine, welche dieselbe dickbankige Gliederung aufweisen wie die hellen Dolomite und wie diese durchschnittlich mit 50 bis 60° in Süd einfallen, wird in einer Aufschlußlänge von 31 *m* durchfahren (Stollenmeter 143 bis 173·2). Sodann folgen in einer Breite von 12 *m* (Stollenmeter 173·2 bis 186·0) Übergangstypen zu den hellen Dolomiten, sodann diese selbst in ihrer normalen Entwicklung. Die hellen Dolomite bilden eine 18 *m* breite Zone (Stollenmeter 186·0 bis 204), dann verquert der Tunnel abermals vorwiegend kalkige Gesteine von dunklerer Färbung bis zu Stollenmeter 256. Von Stollenmeter 256 bis 378·5 herrscht die dolomitische Entwicklung mit Trümmerstruktur und Harnischbildung vor, dunkle, rein kalkige Gesteinsbänke erscheinen nur in schmalen Zonen eingelagert, so zum Beispiel bei Stollenmeter 310·7, 317, 357 bis 361. Es sind in diesem letztgenannten Abschnitte des Stollendurchschnittes übrigens die Brecciendolomite selbst zumeist von etwas dunklerer Färbung und vielfach durch schwarze kiesige Beläge auf den parallel gerieften Quetsch- und Rutschflächen ausgezeichnet. Schwefelkies ist als sekundäre Mineralneubildung auch in den dunklen kalkigen Gesteinszonen eine sehr gewöhnliche Erscheinung.

Zwischen Stollenmeter 80·9 und 378·5 ist also der normale Schlerndolomit durch wiederholte Wechsellagerung mit dunkleren Dolomitvarietäten und mit kalkigen Gesteinsbänken verknüpft. Der

Verband der verschiedenen Gesteinsarten untereinander ist ein so inniger, daß man den ganzen Schichtkomplex nur als eine geologische Einheit auffassen kann, die im Tunnelprofil kurz als zweite Zone von Schlerndolomit bezeichnet wurde.

Stollenmeter 378·5 bis 413·2 (34·7 *m*). Zweite Aufschiebung von Gesteinen des Muschelkalkes und Buchensteiner Schichten auf Schlerndolomit.

Bei Stollenmeter 378·5 tritt man ein zweites Mal in die bunte Gesteinsfolge ein, die sich zwischen Stollenmeter 63 und 80·9 über die Tunnelsohle emporgehoben hat. Es werden nacheinander durchfahren:

Dunkle bituminöse Kalke mit schwarzen, schiefrigen Zwischenschichten.

Schwarze Schiefertone mit stark verquetschten, linsenförmigen Sandsteinlagen, welche im Handstück auffallend an die Quarzsandsteine des Obercarbon erinnern. Sie enthalten aber Carbonate in der Grundmasse und brausen lebhaft mit Säuren.

Dickbankige, weiß und rosarot geflaserte Kalksteine mit reichlicher Kalkspatdurchaderung. Eine zweite Lage von stark verdrücktem, schwarzem Schieferton, welche bei Stollenmeter 385·9 durch gelblichgrüne steatitartige Beläge (wahrscheinlich Serizit) auf den Gleitflächen ausgezeichnet sind.

Dickbankige bunte Kalkbreccien von grobem Gefüge mit rotem, sandig schiefrigem Bindemittel, nach oben in rauchgraue, von Rutsch- und Gleitflächen durchsetzte Kalke übergehend.

Eine dritte Lage von schwarzem Schieferton, in welchen sich aber bald rote Tonblätter einschalten, welche nach dem Hangenden hin die Färbung der Gesteinszone bedingen.

Rote Tone mit zerdrückten Kalk- und Dolomitgeschieben.

Einige Bänke einer harten, hellrötlich gefärbten, durch Einschlüsse von schwarzen und dunkelfleischroten Kalkpartikeln buntscheckigen Kalkbreccie. Die Breccien gehen in rötlichgraue, dichte Kalksteine über, in welchen die eben genannten dunkleren Gesteinspartikeln nur als Einsprenglinge erscheinen. Breccie und Breccienkalk sind mit einem weißen Calcitgeäder durchwoben, das inbesondere in der Breccie deutlich den Charakter einer als Bindemittel eintretenden Mineralneubildung trägt.

In der bunten Breccie sowohl wie innerhalb des schärfer bankförmig gegliederten Breccienkalkes erscheinen wiederholt Einschaltungen von roten Schiefertonen.

Die hier geschilderte bunte Schichtfolge reicht von Stollenmeter 378·5 bis 413·2, wird also an der Tunnelsohle in einer Gesamtmächtigkeit von 34·7 *m* durchfahren. Sie entspricht lithologisch der bunten Gesteinszone, welche an der linken Seite des Rosenbaches im Hangenden des bituminösen Dolomites an der Basis der Tertiärbildungen und im Liegenden des hellen Dolomits der Gračenica, beziehungsweise des Tunneleinganges beobachtet wurde. Die ganze Schichtfolge ist im Tunnel steil aufgerichtet und zeigt, wenn auch stark zerrüttet und durch mannigfache Verdrücke alteriert, in den härteren Gesteinsbänken durchwegs in Süd gerichtetes Einfallen.

Man wird in der bunten Gesteinsfolge, welche bei Stollenmeter 378·5 im Hangenden der Brecciendolomite angefahren und in einer Breite von 34·7 *m* durchörtert wurde, ohne Mühe jene Zone von Gesteinen wiedererkennen, welche vor dem Tunneleingang denselben Dolomitkomplex normal unterlagert. Es liegt also hier eine ähnliche Schichtenwiederholung an einer in Nord gerichteten Überschiebung vor, wie in der Sohlstollenstrecke 63 bis 80·9.

Stollenmeter 413·2 bis 468 (34·7 *m*). Nördlichste Aufbruchszone von Werfener Schichten.

Im Hangenden der dunkel gesprengelten Breccienkalke beginnt bei Stollenmeter 413·2 ein einförmiger Komplex von gipsführenden, dunkel eisenroten bis rötlichgrauen, sandigen Schiefern und Sandsteinen, welcher bis Stollenmeter 460 anhält. Dann folgen seladongrüne Schiefertone, häufig durch rosarote Gipslagen zierlich gebändert. Die Schiefer umschließen nicht selten Linsen und Lamellen quarzigen

Materials, die zur Ausbildung talkartig glänzender Rutsch- und Gleitflächen Veranlassung geben. Bei Stollenmeter 462 schaltet sich in diese grünen Schiefertone eine bituminöse Schicht mit einer dünnen Anthracitschnur ein, ein Vorkommen, wie es auch innerhalb der Werfener Schichten des südlichen Tunnelabschnittes wiederholt beobachtet wurde.

Diese bunte Schichtfolge von Schiefern und Sandsteinen endet bei Stollenmeter 468, wurde also in einer Erstreckung von 54·8 *m* durchfahren. Die Schichten sind durchwegs steil aufgerichtet (60 bis 70°) und verflächen in Süd.

Zwischen Stollenmeter 378·5 und 468 wurde also im Hangenden des Schlerndolomits in einer Mächtigkeit von rund 90 *m* eine invers gelagerte Serie von älteren Triasschichten durchörtert: Zu unterst Gesteine des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten, darüber gipsführende Werfener Schichten. Der Tunnel schließt hier jene auffallende Überschiebungszone auf, deren Charakter und Verlauf wir oben (p. 20 [162]) bei der Besprechung der Lagerungsverhältnisse im Rosenbachgebiete bereits eingehender geschildert haben. Die Werfener Schichten werden, wie die weiteren Aufschlüsse des Sohlstollens ergeben haben (siehe den folgenden Abschnitt), nach Süd hin regelmäßig von Rauhwacken und Dolomiten des unteren Muschelkalks überlagert, nach der entgegengesetzten Richtung liegen sie dagegen auf Gesteinen des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten, die selbst wieder auf Schlerndolomit aufgeschoben sind. Man sieht also hier klar, wie sich die Nordüberkippung eines Schichtenaufbruches zur vollständigen Überschiebung entwickelt.

Stollenmeter 468 bis 488 (20 *m*). Rauhwacken-Grenzzone.

Von Stollenmeter 468 bis 488 durchfährt der Sohlstollen eine Zone von gelben, porös zelligen Rauhwacken, welche die bunten Schiefer konkordant überlagernd mit 75° in Süd einfallen. Bei Stollenmeter 477 schaltet sich eine Lage von verwittertem, rot und grün gefärbtem Schiefertonmaterial ein. Solch tonige Zersetzungsprodukte von Einlagerungen bunter Schiefer in die Rauhwacken wurden in größerem Umfange im Firststollen aufgeschlossen. Nach den Aufzeichnungen der Bauleitung bestand bei 477·2 des Firststollens die ganze Brust aus diesen Gebilden, die als wasserundurchlässiges Material eine trockene Scheidewand zwischen den reichlich wasserführenden Rauhwackenbänken im Hangenden und Liegenden darstellten.

Die Rauhwacken erwiesen sich, wie nicht anders zu erwarten war, als ein günstiges Zirkulationsgebiet für die im Hangenden der gipsführenden Werfener Schichten aufgestauten Gebirgswässer. Auf diesen Umstand sind denn auch die Orts- und Firstbrüche zurückzuführen, welche bei Stollenmeter 482·2 eintraten. Das Gesteinsprotokoll enthält darüber folgende Notiz: »Am 10. Juni 1902 7^h abends entstand während des Einbaues einer Kappe plötzlich ein Firstbruch. Die Firstverpfählung wurde abgebrochen und das Gebirge stürzte muhrartig in den Stollen. In der Nacht vom 29. auf den 30. Juni und am 30. Juni vormittag fand beim Auswechseln des Einbaues ein neuerliches Nachsitzen von 12, beziehungsweise 3 m^3 Material statt.«

Bei dem nächsten Tunnelbesuche fand ich, daß der Sohlstollen an dieser Stelle eine mit kantigem Gesteinsgrus erfüllte Spalte angefahren hatte, die auch im Firststollen zwischen 482·4 und 483·8 zum Aufschluß gelangte. Die Füllung bestand ausschließlich aus eckigen Fragmenten der dunkel rauchgrauen, dolomitischen Gesteine, die das Hangende des Aufschlusses bildeten. Man befand sich hier bereits nahe der Südgrenze der Rauhwackenzone, denn bei Stollenmeter 488 tritt der Sohlstollen in standfeste, kalkig dolomitische Gesteine, welche gut gebankt mit 60° in Süd verflächen, also das Hangende der eben durchörterten weicheren Gesteinszone bilden.

Stollenmeter 488 bis 750 (262 *m*). Dolomit des unteren Muschelkalks.

Im Hangenden der Rauhwacken verquert der Sohlstollen zunächst rauchgraue, dichte, aber von zahlreichen feinen Spaltrissen durchsetzte Dolomite, die gut gebankt mit 60° in Süd einschießen. Bei

492·8 bis 502·7 schalten sich härtere, rein kalkige Gesteinsbänke ein, die von dunklerer Farbe und reichlich mit weißem Calcit durchadert sind. Sie gehen allmählich wieder in den normalen, schmutzig-grauen Dolomit über, welcher nun bis 591 das herrschende Gestein bildet. Der Dolomit bleibt auch weiterhin dickbankig, zerfällt aber nach den bereits erwähnten, sich vielfach kreuzenden Haarrissen leicht in scharfkantige Bruchstücke. Trümmerwerk dieser Art bildete die Hohlraumsausfüllung der oben beschriebenen Verbruchsstelle. Charakteristisch für das Gestein ist ferner seine drusig-löcherige Beschaffenheit und die Besiedlung der Kluftflächen mit gelblichen bis rostig verfärbten Calcitkryställchen, Folgeerscheinungen der reichlichen Wasserzirkulation in dieser Tunnelstrecke.

Bei 560·4 beobachtet man zwischen den Dolomitbänken graue, lettige Zwischenlagen von 2 bis 4 *cm* Mächtigkeit, welche unter verdünnter Salzsäure brausen und daher wohl als zersetzte Mergelschiefer-Zwischenmittel betrachtet werden müssen.

Von 591 ab tritt der dolomitische Charakter des Gesteins ein zweites Mal zugunsten einer rein kalkigen Entwicklung zurück; die zumeist dunkler gefärbten, zäheren Kalksteinbildungen begleiten den Sohlstollen bis zu 637 *m*. Sodann folgen bis Stollenmeter 750 abermals klüftige Dolomite, von 707 ab häufig bituminös und infolge der starken Zerklüftung und der Auflockerung durch die reichliche Wasserzirkulation sehr mürbe. Einzelne Lagen (zum Beispiel bei Stollenmeter 737·6) sind direkt als Zellendolomite zu bezeichnen.

Die ausgezeichnete bankförmige Gliederung des Dolomites mit steilem Südfallen, welche bei Stollenmeter 488 im Hangenden der gelben Rauhwacken zu beobachten war, beherrscht die gesamte eben geschilderte Aufschlußzone. Der Fallwinkel geht nicht unter 60° hinab, hie und da steigt er auf 75°. Zahlreiche Verwürfe setzen die Tunnelachse verquerend im Dolomit auf; ihre Ebenen schießen teils steil in Nord ein, teils stehen sie vollkommen senkrecht. Die mit diesen Verwürfen verknüpften Dislokationen sind stets von sehr geringem Ausmaß.

Stollenmeter 750 bis 1700 (950 *m*). Der große Aufbruch von Werfener Schichten im Bären- und Ardešicagraben.

Die den alpinen Muschelkalk vertretende Folge von gut gebankten grauen Dolomiten und dunklen weißaderigen Kalksteinen, welche der Tunnel zwischen Stollenmeter 488 und 750 verquert, bilden den nach Nord überkippten Hangendflügel jener Zone von Werfener Schichten, welche in der Sohle des Bärengrabens südlich von den im Niveau des Muschelkalkes angelegten großen Steinbrüchen in einer Breite von rund 600 *m* zutage tritt. Im Sohlstollen wird diese Gesteinszone in einer Breite von 957 *m* durchfahren. Hierbei ergibt sich in bezug auf die Beschaffenheit und Anordnung des Schichtenmaterials das folgende Bild:

α) Stollenmeter 750 bis 926. Dunkle plattige Kalksteine, glimmerige Mergelschiefer, Oolithe.

Über den mürben, bituminösen Dolomiten bei Stollenmeter 750 folgen typische Gesteine der oberen Werfener Schichten. Es sind schwarze, dünnplattige Kalksteine mit tonreicheren, glimmerführenden Zwischenschichten, welche unter einem Winkel von 70 bis 75° in Süd einfallen. Auf den Schichtflächen der dunklen, glimmerführenden Zwischenlagen beobachtet man verzerrte und darum unbestimmbare Abdrücke dicht aneinander gedrängter Bivalven. Die schwarzen, plattigen Kalke gehen im Hangenden allmählich in grau gefärbte, mergelige Kalke über, also in Gesteine vom Habitus der Naticellen führenden Bänke der oberen Werfener Schichten. Bei Stollenmeter 853 werden Einlagerungen von rötlichgrauen bis fleischroten Kalksteinen mit Oolithstruktur angefahren, in denen man schon mit freiem Auge die Durchschnitte der kleinen als *Holopella gracilior* beschriebenen Gastropodenschälchen als Grundlage dieser Struktur erkennt. Über den Holopellenoolithen folgen abermals gut gebankte, dunkel rauchgraue Kalke mit Einlagerungen von plattigen, glimmerführenden Mergeln.

Diese vorwiegend kalkig entwickelten Gesteine der oberen Werfener Schichten reichen bis Stollenmeter 926, wurden also in einer Aufschlußbreite von 176 *m* durchörtert.

β) Stollenmeter 926 bis 963. Bunte Schiefertone mit Gips.

Im Hangenden der eben geschilderten Serie kalkiger Gesteine durchfährt der Stollen auf eine Erstreckung von 37 *m* gipsführende Schiefergesteine. Es sind feingeschlämmte, kalkfreie Schiefertone, an denen als mit freiem Auge isolierbare Bestandteile nur Schüppchen von Muscovit auffallen. Das Gestein ist teils dickschichtig mit scharfer Querklüftung, teils dünnschiefrig und dann gewöhnlich durch unebenwellige, glänzende Rutsch- und Quetschflächen charakterisiert. Die Färbung durchläuft die ganze bekannte Oxydationsskala von lauchgrün durch violett bis chokoladebraun. Die roten und braunen Farben der höheren Oxydationsstufen haben weitaus das Übergewicht, die grünen Farbenabänderungen sind stets nur auf schmale Zonen beschränkt. Der Gips erscheint entweder in parallel der Schichtung eingelagerten Schnüren und Linsen von licht fleischroter Färbung oder in Form weißer, mehliger Beschläge unregelmäßig über Schicht- und Kluftflächen verbreitet. Eine mächtigere Linse von feinkörnigem, rosarotem Gips wurde bei Stollenmeter 928 innerhalb graugrüner Schiefertone angefahren.

γ) Stollenmeter 963 bis 1067. Mergelschiefer, dunkle Plattenkalke, oolithische Gesteinsbänke.

Im Hangenden der bunten gipsführenden Gesteinszone tritt der Sohlstollen bei 963 *m* wieder in kalkige Gesteine der oberen Werfener Schiefer ein, in dieselben schwarzen Plattenkalke mit Mergelschieferzwischenlagen, welche im Liegenden der Gipsschichten durchfahren worden sind. Als Einlagerungen finden sich auch hier Bänke von Holopellenoolith. Diese zweite Zone von kalkigen Gesteinen der oberen Werfener Schichten wird in einer Ausdehnung von 104 *m* verquert.

δ) Stollenmeter 1067 bis 1405. Bunte Schiefertone und schiefrige Sandsteine mit Gips und Anhydrit.

Bei Stollenmeter 1067 fährt der Sohlstollen ein zweites Mal bunte Schiefergesteine des Werfener Horizontes an und bleibt in denselben bis zu Stollenmeter 1405. Auf eine Erstreckung von 113 *m* herrschen zunächst dieselben feingeschlämmten Schiefertone von dunkelvioletter und brauner Färbung, hie und da mit graugrünen Lagen alternierend, die zwischen Stollenmeter 926 und 963 aufgeschlossen worden sind; dann folgen von 1180 bis 1320, also ungefähr die Mittelregion der gesamten Aufschlußbreite der Werfener Schichten einnehmend, vorwiegend dunkel eisenschüssige, dickbankige Gesteine von gröberem Korn und mit reichlicherem Glimmergehalt, die man teils als schieferige Sandsteine, teils als dickschichtige, sandige Schiefer bezeichnen kann; von 1320 bis 1405 treten sodann wieder die dichten, dünner geschichteten, glimmerärmeren Schiefertone in den Vordergrund. Es ist somit schon in der Gesteinsfolge ein antiklinaler Schichtenbau angedeutet, ein Kern von gröber texturierten, sandsteinartigen Gebilden und beiderseits Hüllzonen von dünner geschichtetem, gipsreichem Schiefertonmaterial. Die Lagerungsverhältnisse bestätigen diese Auffassung. Die Schichten zeigen in der nördlichen Hüllzone von gipsführendem Schieferton noch die steile, durchschnittlich mit 60° in Süd geneigte Aufrichtung mit starker Fältelung und Zerknitterung in jenem Abschnitte (Stollenmeter 1130 bis 1180), welcher der südlich anschließenden Sandsteinentwicklung zunächst liegt. Innerhalb der nun folgenden Sandsteinzone selbst herrschen anfangs noch steile Schichtenstellungen, die etwa bis Stollenmeter 1220 reichen, von da ab stellt sich ein auffallend flaches Fallen der Schichten nach Süd ein, unter Winkeln von 20 bis 30°, welche, wie der weitere Stollenvortrieb ergeben hat, auch noch für das Aufschlußbild der hangenderen Triasschichten bezeichnend bleiben.

Die Lagerungsverhältnisse weisen also in der Aufbruchsmitte auf einen in Nord überkippten Gewölbebau mit steilem Nord- und flachem Südflügel hin.

Gips und Anhydrit sind auch in diesem Tunnelabschnitte charakteristische Begleiterscheinungen der Aufschlüsse. In den dünnschichtigen Schiefertonen alterniert weißer und rosa- bis fleischroter Gips oft lagenweise mit dem Schiefertonmaterial oder bildet auch wohlindividualisierte linsenförmige Körper und kleine Sphaeroide, die sich von der stets dunkler gefärbten Matrix scharf abzeichnen. In den dickbankigen Sandsteinen füllt er meist als seidenglänzender Fasergips Spalten und Sprünge aus. In der

tektonisch stärker beeinflußten Region zwischen 1130 bis 1200, die wir als den Scheitel der gestörten Antiklinale betrachten müssen, sind die dunkelroten eisenschüssigen Gesteine auf das zierlichste von einem blendendweißen Gipsgeäder durchwoben.

Anhydrit wurde in steilen, mit 60° in Süd einschießenden Gesteinsbänken bei Stollenmeter 1074·5 durchfahren. Er ist hier von bläulichweißer Farbe, sehr rein, an den Kanten durchscheinend. Im flachen Gegenflügel dieser steilen Schichtenzone wiederholen sich Anhydritbänke bei Stollenmeter 1361·9 und 1380·2. An dem erstgenannten Punkte verflächen die Anhydritbänke mit 20°, an der zweiten Aufschlußstelle mit 35° in Süd. Die Anbrüche bei Stollenmeter 1361·9 gaben ein auffallend buntes Gesteinsbild. Der gut gebankte Anhydrit ist hier bald milchweiß, bald licht fleischrot und umschließt Flatschen und Trümmer von grünlichgrauen und dunkel rostbraunen Schiefertonen; da sich hierzu Gipsneubildungen gesellen, welche das Gestein als blendendweißes Netzwerk durchziehen, entwickeln sich eigentümlich bunte Brecciengebilde, wie man sie bei der Hinfälligkeit der beteiligten Materialien übertag nirgends zu beobachten Gelegenheit haben dürfte.

ε) Stollenmeter 1405 bis 1515. Plattige Kalke und Kalkmergel.

Bei Stollenmeter 1405 folgen über dem flachen Südflügel des gipsführenden Schichtenaufbruches konkordant dieselben dunklen bis rauchgrauen, gut gebankten Kalksteine, welche vor dem Eintritt in die bunte Schieferzone durchörtert wurden. In der Richtung des Stollenvortriebes gehen die dickbankigen Kalke in dünner geschichtete Plattenkalke von rötlichbrauner Färbung (Stollenmeter 1410·2 bis 1430·4) und weiterhin in glimmerarme plattige Mergel von grünlichgrauer Farbe über, wie wir sie in Wechsellagerung mit Naticellenkalkbänken so häufig beobachteten. Die Gesteine dieser im ganzen 110 *m* breiten Zone von kalkigen Bildungen der oberen Werfener Schichten verflächen anfangs mit 25° in Süd, richten sich dann aber steiler auf, um von Stollenmeter 1477 ab mit 50° nach Süd einzufallen.

ζ) Stollenmeter 1515 bis 1583. Bunte gipsführende Schiefer.

Bei Stollenmeter 1515 tritt man in eine neue Zone von rotbraunen, violetten und grünen Schiefergesteinen, welche jedoch nur eine Breite von 68 *m* erreicht. Die Schichten fallen steil in Süd. Schon in den liegendsten Partien zeigen sich wiederholt Gipseinlagerungen, in der Hangendregion, bei 1562·4, eine stärkere Bank von rein weißem Fasergips.

η) Stollenmeter 1583 bis 1700. Dünnbankige Kalke und Kalkmergel.

Im Hangenden der bunten Schiefer folgt von Stollenmeter 1583 ab abermals eine kalkige Schichtgruppe. Zunächst durchfährt der Stollen dieselben gut gebankten, dunkel rauchgrauen, weiß geaderten Kalke, welche die kalkige Gesteinszone bei Stollenmeter 1405 eröffnet haben. Dieselben verflächen mit 55° in Süd. Diese Kalke reichen von 1583 bis 1601. Dann folgen in ihrem Hangenden plattig schiefrige Gesteine von grünlichgrauer Farbe, mit Glimmerschüppchen auf allen Schicht- und Ablösungsflächen, unter verdünnter Salzsäure lebhaft brausend. Es sind das die plattigen, glimmerführenden Mergel, welche allenthalben im Verbande mit den Kalken der oberen Werfener Schichten zu beobachten sind. Diese mergeligen Schichten sind etwas flacher gelagert, aber von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt und durch Schnüre und Nester von strahlig blätterigem Gips ausgezeichnet. Sie reichen bis 1675. Den Abschluß der Schichtfolge bis 1700 bilden wieder rauchgraue Kalkbänke, die mit 35° in Süd einfallen.

Stollenmeter 1700 bis 2076 (376 *m*). Dolomit und Rauhwacken des unteren Muschelkalkes.

Mit Stollenmeter 1700 ist die Südgrenze des im vorhergehenden geschilderten breiten Aufbruches von Werfener Schichten erreicht. Es folgen hier im Hangenden, die Werfener Schichten konkordant überlagernd, dunkle, dolomitische Kalke und gelbliche Dolomite, welche bankweise mit Rauhwacken von

schmutziggrauer Farbe wechsellagern. Bei Stollenmeter 1725 ist diese Wechsellagerung von härteren dolomitischen Gesteinsbänken mit helleren, sandig zerfallenden Rauhwacken besonders schön entblößt. Die Lagerung ist eine flache, die Bänke neigen durchaus mit 20 bis 30° in Süd. Quer auf die Tunnelachse setzen zahlreiche parallele Steilklüfte durch, welche mit 60 bis 70° in Nord einschießen und meist auch zu Dislokationen Veranlassung geben, welche in diesen wohlgegliederten Folgen von Dolomit- und Rauhwackenbänken klar ausgeprägt erscheinen. Es wiederholt sich hier im Kleinen das Bild, welches man übertag auf dem Wege aus dem Bärengraben in die Ardešica im Großen beobachten kann, wo dieselben Folgen von Dolomiten und Rauhwacken in prächtig gebänderten, durch Verwerfungen vielfach abgestuften Felswänden oberhalb des Alpensteiges hinziehen.

Zwischen Stollenmeter 1800 und 1825 skizzierte ich wieder dasselbe Aufschlußbild. Bei Stollenmeter 1963 schalten sich zwischen die Dolomitbänke gelblichgraue, tonreiche Lagen ein, welche durch Verwitterung in weiche lettige Lassen übergehen. Ende Juni 1903 erreichte man in diesen flach gelagerten Dolomiten, die einen raschen Arbeitsfortschritt ermöglichten, den Beginn des dritten Kilometers.

Bei Stollenmeter 2030 verflächen die schmutziggrauen Dolomite noch mit 25° in Süd, von da ab richten sich aber die Bänke rasch steiler auf und bei Stollenmeter 2045 schießen sie schon mit 65° in Süd ein. Diese steile Schichtenstellung hält nun bis zum Südrand der Gesteinszone bei Stollenmeter 2076 an.

Schon von Stollenmeter 2028 an nimmt die Entwicklung von Rauhwackenlagen innerhalb des Dolomitkomplexes sehr überhand. Unter dem Einflusse der in diesem Tunnelabschnitte lebhafter zirkulierenden Gebirgswässer, werden die Rauhwacken zu porösen, sandig tonigen Lagen aufgelockert, welche die Standfestigkeit der Aufschlüsse sehr beeinträchtigt haben. Das Gebirge erforderte in diesem Tunnelabschnitt sofortigen Einbau und es kam wiederholt zur Einstellung der maschinellen Bohrung.

Die durch reichlichere Rauhwackenbildung ausgezeichnete Zone erstreckt sich über eine Aufschlußlänge von 48 *m* (Stollenmeter 2028 bis 2076). Die von hier stammenden Gesteinsproben gleichen vollständig jenen aus der Tunnelstrecke 468 bis 488, mit welchen sie auch dem geologischen Niveau nach korrespondieren.

Stollenmeter 2076 bis 2237 (161 *m*). Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten.

Im Hangenden der Dolomite und Rauhwackenbänke und wie diese mit 50 bis 60° in Süd einfallend, folgen bei Stollenmeter 2076 dunkel rauchgraue, weißaderige Kalksteine, die mit schwarzen bituminösen Schiefertonen und dickplattigen Stinkkalken in Wechsellagerung treten. In den Stinkkalken beobachtet man Ansätze zu Stylolithenbildung, die Gesteinsbänke greifen unter Vermittlung von Zapfen und Gruben innig ineinander und sind durch Anthracit führende tonige Beläge auf den Ablösungsflächen ausgezeichnet. Bei Stollenmeter 2200 lagern über diesen bitumenreichen Kalken einige Bänke von dunklem, sandigem Dolomit, in deren Hangenden sich bei Stollenmeter 2224 vom Firste her eine schmale Zone von rotem, eisenschüssigem Kalktonschiefer hereinzieht. Dieselbe verflächt mit 53° in Süd, erreicht aber nicht die Tunnelsohle, sondern schneidet in der Fallrichtung linsenförmig aus. Im Hangenden schließt die im Maximum 3 *m* mächtige rote Gesteinslage mit einer grünen Schieferlasse ab, dann folgen abermals bituminöse Kalksteine mit schwarzen Schiefertonlagen, welche nun bis Stollenmeter 2237 fortsetzen, wo sie von dem hellen Brecciendolomit des Tunneleinganges überlagert werden.

Die bituminösen Kalksteine mit ihren schwarzen, schiefrigen Zwischenmitteln und die sandigen Dolomite mit grellroten Schiefereinlagerungen sind eine Wiederholung der analogen Gesteinszonen, welche zwischen Stollenmeter 63 und 81 und sodann in größerer Mächtigkeit zwischen Stollenmeter 378 und 468 durchfahren worden sind. Die lithologisch gut charakterisierte Schichtfolge lagert hier steil aufgerichtet, aber normal zwischen zwei dolomitischen Gesteinsniveaus, einer älteren, mit Rauhwackenbildungen verknüpften Dolomitstufe, welche der unteren Abteilung des alpinen Muschelkalkes entspricht, und einer jüngeren Dolomitentwicklung, dem Schlerndolomit des Tunneleinganges, welcher auch dort

das unmittelbare Hangende dieser bunten Gesteinsfolge bildet. Wir müssen daher die zwischen Stollenmeter 2076 und 2237 in einer Erstreckung von 160 *m* durchörterte Gesteinszone als Vertretung des oberen Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten betrachten.

Stollenmeter 2237 bis 2320 (83 *m*). Dritte Zone von Schlerndolomit.

Die lichten, von spiegelnden Harnischen durchsetzten, meist brecciösen Dolomite besitzen dieselbe dickbankige bis massige Gliederung wie in der Eröffnungsstrecke des Sohlstollens. Das Verflächen ist steil in Süd gerichtet. Die Gesteinszone wird nur in einer Breite von 83 *m* verquert, dann folgt jenseits einer steil in Süd einschießenden Verwerfungsebene eine flach gelagerte Schichtfolge von ausgezeichnet gebankten, durchwegs dunkel gefärbten, dolomitischen Kalken und Dolomiten, welche nun bis zu Stollenmeter 4022, also auf eine Erstreckung von 1702 *m*, das ausschließliche Gesteinsmaterial des Tunnels bilden.

Stollenmeter 2320 bis 4022 (1702 *m*). Bituminöse Kalke, Dolomite und Rauhwacken der ladinischen Stufe.

Der Gesteinswechsel bei Stollenmeter 2320 ist ein sehr augenfälliger. Aus den hellen Brecciendolomiten, welche mit 60 bis 70° in Süd einschießen, tritt man plötzlich in einen flach gelagerten Schichtkomplex bituminöser, dolomitischer Gesteine, die sich durch dunkle Färbung und eine ausgezeichnete bankförmige Gliederung sehr scharf von den bisher durchörterten Dolomiten abheben. Die Berührungsgrenze entspricht einem Längsbruch, der keine lokale Erscheinung darstellt, sondern den Durchgangspunkt einer an der Nordabdachung der Karawanken auf eine große Erstreckung hin scharf ausgeprägten Störungslinie bezeichnet.

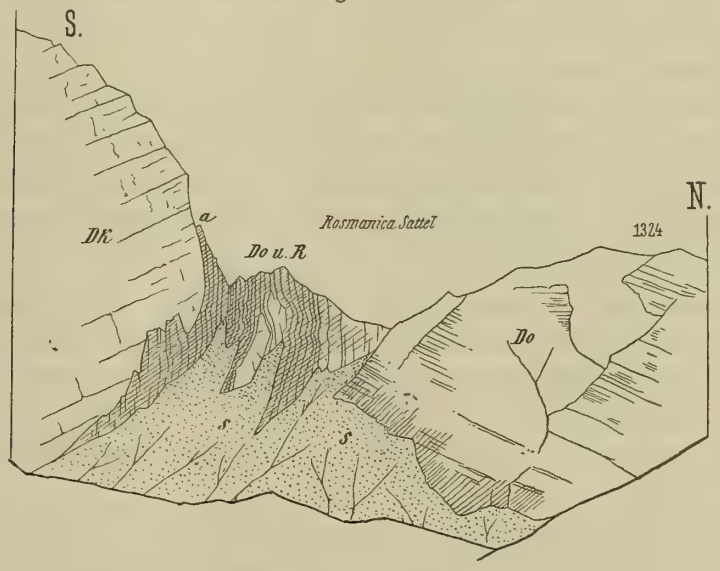
Es wurde schon oben (p. 17 [159]) darauf hingewiesen, daß der auffallende Querbruch, der im Worounicagraben in den Nordrand des Gebirges eingreift, nach SO in das Innere der Karawanken weiter verfolgt werden könne, daß er aber hier mehr und mehr in das Streichen der Schichten einbiege und in einen Längsbruch überzugehen scheine. Um diese Störungslinie handelt es sich hier. Zwischen dem Gračenica- und Ardešicagraben schneidet dieselbe einen nach Ost streichenden dreigliedrigen Schichtenzug, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk, gegen ein in dieser Richtung vorgelagertes einförmiges Verbreitungsgebiet tieferen Triasdolomits ab, hat also noch den Charakter eines Querbruches. Im Abstieg in den Hintergrund des Ardešicagrabens bildet sie die Grenze zwischen Dachsteinkalk und einem anisischen Dolomit, aber schon unter Verhältnissen, wie sie für eine Längsstörung bezeichnend sind. Der Aufschluß ist so interessant, daß ich ihn von verschiedenen Seiten zu skizzieren versucht habe, ich gebe in Fig. 11 einen Ausschnitt aus einer solchen Skizze.

Zur Linken hat man den Wandabsturz des Dachsteinkalkes der Resmanica, und zwar jenes Kammstückes, das in der Karte die Kote 1390 trägt. An diesen Absturz schließt sich nach rechts ein Felszirkus an, der einen langen Schuttstrom in die Ardešica hinabsendet. Diese Felsentblößungen bestehen aus schmutziggrauen Dolomiten mit Rauhwackenbänken, an einer Stelle schalten sich zwei lentikular begrenzte Massen eines harten, blaugrauen Dolomits ein. Es ist das eine Gesteinsentwicklung, die in diesem Gebiete für den unteren Muschelkalk (Grenzdolomit des Neumarktler Triasprofiles) bezeichnend ist. Der etwas dolomitische, durch blendend weißen Verwitterungsgrus, zugleich aber auch durch rostige Beschläge der Kluftflächen auffallende Kalk der Resmanica ist in massige Bänke gegliedert, die mit 25° in SSW einfallen. Die anisischen Dolomite zeigen in dem durch die Kote 1324 markierten Nordrande des Felszirkus, der in unserer Skizze nicht mehr sichtbar ist, sehr deutlich entgegengesetztes nördliches Verflächen. In der dazwischen liegenden Einsattlung in der an den Dachsteinkalk anschließenden Region sind die Dolomite steil aufgerichtet und an der in Nord einschießenden Dachsteinkalkwand (*a* der Skizze) in eigentümlicher Weise emporgeschleppt. Die Grenzkluft zwischen Dachsteinkalk und dem gewissermaßen an die Wand angeklebten Zellendolomit streicht rein Ost nach West.

In der östlichen Fortsetzung dieser sicherlich klar ausgesprochenen Störungslinie liegt nur 2·3 *km* von Punkt *a* unserer Skizze entfernt der vom Tunnel bei Stollenmeter 2320 durchfahrene Längsbruch. Die Störungslinie erreicht aber hier noch keineswegs ihr Ende; sie übersetzt den Bärengraben und läßt sich jenseits desselben, immer noch mit dem Charakter einer Längsstörung, durch den steilen Nordabfall des Golicakammes bis zum Suchisattel hin verfolgen.

Im Tunnel trennt der Bruch zwei im Alter nur wenig verschiedene Gesteinsniveaus, denn die bituminösen Kalke und Dolomite, welche die flachgelagerte Schichtenplatte südöstlich von der Störungslinie zusammensetzen, bezeichnen in normalen Profilen nur die Abschlußstufe des Schlerndolomits. Das zeigt besonders klar die Westabdachung des hier vom Tunnel unterfahrenen Gebirgsstückes, der Steilabfall der Baba in den Mlincegraben, wo dieser bituminöse Schichtkomplex in einer mehr als 100 *m* mächtigen Felsstufe die Unterlage der Cassian-Raibler Schichten des Babagipfels und zugleich die Oberregion des Schlerndolomits der Schluchten des Mlince potok bilden (vgl. oben p. 14 [156]).

Fig. 11.



Schichtenstörung am Resmanicasattel.

Dk = Dachsteinkalk. | *R* = Rauhwacken.
Do = Anisischer Dolomit. | *s* = Gehängschutt.
a = Aufschleppung der Dolomitbänke an der Bruchfläche.

Für die Nordseite des Karawankentunnels erlangte dieser geologische Horizont insoferne eine besondere Bedeutung, als er die längste, in gleichartigen Gesteinen verlaufende und darum auch die am regelmäßigsten fortschreitende Arbeitsstrecke des ganzen Sohlstollenaufschlusses darstellt. In der Dammaufschüttung der nördlichen Anschlußstrecke spielen denn auch die dunklen Kalke und Dolomite dieses Niveaus eine hervorragende Rolle.

Die Gesteinsbeschaffenheit ist innerhalb der nun zu besprechenden Tunnelstrecke von nahezu $1^3/_4$ *km* eine außerordentlich einförmige. Im wesentlichen hat man immer wieder folgendes Bild vor: Harte, scharfkantig klüftige Bänke von dunklen, dolomitischen Kalken wechseln mit mürben, von unzähligen Spaltrissen durchsetzten, stärker dolomitischen Gesteinslagen. Eine strenge Scheidung von Kalk und Dolomit erscheint undurchführbar. Manche Gesteinsproben haben einen ausgesprochen dolomitischen Habitus, obwohl die Untersuchung nur einen sehr geringen Gehalt an Magnesiumcarbonat ergibt. Das Gesteinsmaterial ist durch ein außerordentlich gleichförmiges Korn ausgezeichnet. Diesem Korn entspricht ein eigentümlich flimmernder Bruch, der oft an jenen feinkörniger Sandsteine erinnert; Schliffe zeigen jedoch, daß jede fremde klastische Beimengung fehlt. In manchen Bänken ist das Gestein horn-

steinführend, ein Umstand, der in den frischen Anbrüchen im Tunnel leicht der Beobachtung entgeht, da die Kieselsäureausscheidungen in Farbe und Textur mit der kalkigen Matrix übereinstimmen.

Infolge ihres Bitumengehaltes sind die Kalke und Dolomite dieses Tunnelabschnittes durchwegs von sehr dunkler bis schwarzer Färbung. Um so auffälliger tritt darum eine andere Erscheinung hervor, welche für die Ulmenbilder in diesem Teil des Tunnels besonders bezeichnend ist, nämlich das Vorkommen von milchweißen Beschlägen auf allen Schicht- und Trennungsflächen der Gesteine. Es sind das nicht etwa hinfällige Beschläge von Kalkmilch oder Tonschlamm, wie man sie in nassen Grubenfeldern so oft auf Kluftflächen beobachtet, sondern konsistentere, von der Unterlage ablösbare Häute, die sich an manchen Stellen zu filzartigen Belägen von 2 bis 3 *mm* Dicke entwickeln. Diese dickeren Beläge sind aus feinen Krystallnädelchen aufgebaut und gleichen äußerlich vollständig den künstlich hergestellten Asbestfilzen. Herr Professor A. Rosiwal hat auf meine Bitte eine Probe dieser Mineralneubildung von Stollenmeter 2910 untersucht und hatte die Freundlichkeit, mir folgendes mitzuteilen: »Der weiße, die feinen Gesteinsklüfte erfüllende Faserfilz schmilzt vor dem Lötrohr unter Schäumen zu einem blasigen Glase, ist also Asbest, ähnlich etwa dem Bergleder vom Greinerberg in Tirol. Der Asbestfilz ist mit einer geringen Menge pulverförmiger Carbonate vermengt, welche sich in HCl lösen und das äußerst feinfaserige Asbestgewebe ungelöst zurücklassen.«

Das Vorkommen ist nicht auf einige wenige Punkte beschränkt, sondern in mehr oder weniger typischer Entwicklung über die gesamte Aufschlußlänge der dunklen Kalke und Dolomite verbreitet. Die Art des Vorkommens gestattet wohl den Schluß, daß es sich hier um einen Fall primärer Asbestbildung handelt; die Konstituenten sind ja einerseits im Magnesiagehalt der Dolomite, andrerseits in der Hornsteinführung der damit alternierenden Kalke gegeben.

Das nächstgelegene analoge Vorkommen von Asbest ist jenes von Bleiberg bei Villach. Es findet sich dort als »Bergleder« auf Klüften des erzführenden Kalkes (Zepharovich, Mineral. Lexikon I). Im Revier Fuggertal bei Kreuth nächst Bleiberg erscheint Asbest nach Brunlechner als weiße, filzige, zähe Rinde über Galenit und Blende.[1]

In bezug auf die Lagerungsverhältnisse ergab der Vortrieb des Sohlstollens in diesem Tunnelabschnitt folgende Aufschlüsse:

Von Stollenmeter 2320 bis 2600 herrscht in den ausgezeichnet bankförmig gegliederten Gesteinen durchwegs ein Verflächen von 25 bis 30° in Süd. Von Stollenmeter 2600 ab macht sich eine Änderung im Streichen der Schichten bemerkbar; sie verlaufen nicht mehr quer über die Tunnelachse, sondern bilden mit derselben einen spitzen Winkel. Die Gesteinsbänke verflächen nun in OSO. Es entspricht dies vollkommen der Lagerung der analogen Schichten im Grenzkamm zwischen Bärengraben und Ardešica. Zwischen Stollenmeter 2772 und 2800 fällt das Streichen der hier sehr flach gelagerten Gesteinsbänke (Neigungswinkel 5°) nahezu völlig mit der Richtung des Sohlstollens zusammen. Bei Stollenmeter 2875 lese ich an der linksseitigen Ulme ein Verflächen nach O 15 S bei einer Neigung von 15° ab. Diese flaehe Lagerung mit Einfallen nach OSO bis rein Ost charakterisiert die Aufschlüsse bis über Stollenmeter 3000 hinaus.

Von 2739 ab schalten sich zwischen die mächtigeren Dolomitbänke häufig mürbe Rauhwackenlagen und dünne Schichten sandiger Letten ein, welche die Stabilität der Aufschlüsse wesentlich verminderten und durch die Nötigung zu sofortigem Einbau den Arbeitsfortschritt beeinträchtigten. Einlagerungen dieser Art wurden bei Stollenmeter 2739·8, 2836 bis 2843, 2895·3 und 2900 bis 2903 beobachtet. Besonders ungünstig erwies sich durch reichere Entwicklung lockerer, rauhwackenartiger Zwischenschichten die Strecke von Stollenmeter 2997·7 bis 3008. Bei Stollenmeter 3008 wurde in der rechtsseitigen Ulme ein im Schichtstreichen liegender Spaltenraum eröffnet, aus dem sich große Wassermengen in den Sohlstollen ergossen. Die zum Zwecke des Verbaues durchgeführte Erweiterung der Spalte ergab deutlich,

[1] A. Brunlechner. Die Minerale des Herzogtums Kärnten. Klagenfurt 1884, p. 11.

daß dieser Hohlraum nur durch Ausspülung einer lockeren, sandigen Zwischenschicht innerhalb der härteren Dolomitbänke entstanden war. Die porösen Rauhwackenlagen spielen hier geradezu die Rolle von Drainageröhren.

Bei Stollenmeter 3025 durchschneidet der Sohlstollen wieder flach in Süd geneigte Dolomite. Der lebhafte Wechsel von helleren und dunkleren Bänken läßt die Lagerung in diesem Abschnitte des Tunnels besonders klar hervortreten. Ein typisches Bild bot in dieser Hinsicht der Vollausbruch bei 3036 (Mitte des vierten Ringes im III. Kilometer), wo an der östlichen Ulme in nahezu gleichen Abständen drei dunklere Gesteinslagen von 10, 30 und 40 *cm* Mächtigkeit übereinander aufgeschlossen waren. Sie zeigten ein Verflächen von 23° in Süd.

Von Stollenmeter 3100 bis 3150 liegen die mehr als meterdicken Dolomitbänke vollkommen horizontal und man erhält bei der beschränkten Höhe des Aufschlusses oft den Eindruck, daß man sich in einem völlig ungegliederten Gesteinskomplex bewege. Bei Stollenmeter 3168 wird der Dolomit wieder dünnbankig und durch Einschaltung sandig verwitternder Lagen deutlicher gegliedert. Die Schichten verflächen hier mit 10° in O20N. Bei 3180 beträgt der Neigungswinkel der in O10N einfallenden Gesteinsbänke 25°, bei 3250, wo sich braune Lettenlagen in die Dolomitbänke einschalten, bereits 45°. Die Tunnelachse liegt nun vollständig im Streichen der Schichten und die östliche Ulme bildet daher den Schichtkopf der bis zu Stollenmeter 3450 mit 40 bis 50° geneigten Dolomitbänke. Von hier ab wird der Neigungswinkel der Schichten wieder flacher und bei 3475, wo eine von senkrechten Verwerfungen durchsetzte sandige Gesteinsbank im Dolomit auskeilt, verflächen die Schichten mit 20° in O10N.

Bei Stollenmeter 3550 beobachtete ich noch rein östliches Verflächen, bei 3575 aber ein Einfallen der Schichten in O30S mit einem Neigungswinkel von 30°. Zwischen 3590 und 3660 schalten sich wiederholt schiefrige Gesteinslagen ein, schwarze, bituminöse Schiefertone, die zu grauen, plastischen Lagen verwittern. Sie bilden meist nur handbreite Zwischenlagen, an einer Stelle aber eine mächtigere Einschaltung, die selbst durch dünne Dolomitbänke gebändert erscheint. Hier verflächen die Schichten mit 30° in Ost. Bei 3769, wo man in die Horizontale der Tunnelmitte eintritt, fallen die gut gebankten bituminösen Dolomite mit 30° in SO.

Bei Stollenmeter 3825 waren die Dolomitbänke mit 18° in SO, bei 3850 mit 15 bis 20° in OSO geneigt.

Zwischen 3760 und 3941 sind Lager von mürben, sandigen Rauhwacken eine häufige Erscheinung. Dieselben sind oft von lettigen Lassen durchzogen, welche gerade bei flacher Schichtenlage Gleitbewegungen gegen die neugeschaffenen Hohlräume hin besonders begünstigen. Es ergab sich daher in dieser Tunnelstrecke ebenso wie im letzten Abschnitt des zweiten Kilometers (siehe oben) häufig die Notwendigkeit sofortigen Einbaues.

In den feinkörnigen, im frischen Bruch flimmernden dolomitischen Gesteinsbänken bei Stollenmeter 3900 beobachtete ich zum ersten Male harte kieselige Lagen, die beim Anschlagen des Gezähes Funken geben. Es hat den Anschein, daß die Hornsteinführung, welche für die dunklen Kalke und Dolomite längs des Anstieges aus dem Bärengraben zum Rožicasattel so bezeichnend ist, in der tieferen, vorwiegend dolomitischen Abteilung dieses Schichtkomplexes nur eine untergeordnete Rolle spielt. Freilich sind, wie schon oben bemerkt wurde, in den frischen Anbrüchen hornsteinführende Lagen weniger leicht kenntlich als an Verwitterungsflächen der Gesteine übertag.

Von Stollenmeter 3900 bis 4900 verflächen die mit vereinzelten Rauhwackenbänken alternierenden Dolomite unter Winkeln von 20 bis 25° in SSO. Dann folgen Dolomitanbrüche von massiger Struktur, aus denen sich erst bei Stollenmeter 4020 deutlich einige Bänke herausheben, die mit 45 bis 50° in Süd einfallen. Mit ihnen ist die Südgrenze der hier geschilderten dolomitischen Gesteinsentwicklung erreicht. Ein senkrecht niedersetzender Verwurf, welchen der Stollen bei 4022·2 verquert, bezeichnet die Grenze zwischen diesen Dolomiten und einer steil aufgefalteten Zone von schwarzen Plattenkalken und Kalkschiefern, die im nächsten Abschnitt näher besprochen werden soll.

Überblickt man die eben mitgeteilten Daten über die Sohlstollenaufschlüsse zwischen 2320 und 4022 nochmals in ihrer Gesamtheit, so ergibt sich, daß hier eine flach gelagerte Schichtentafel von dolomitischen Gesteinen mit Rauhwackenbänken und vereinzelten tonig schiefrigen Zwischenlagen durchfahren worden ist, welche beiderseits von scharf markierten Längsstörungen abgeschnitten wird. Diesen Störungen parallel ziehen zahlreiche Risse und Sprünge durch die Platte, welche teils, wie die Randstörungen selbst, senkrecht stehen, teils steil in Süd geneigtes Einfallen zeigen und häufig mit Dislokationserscheinungen verknüpft sind. Darauf ist offenbar die Zerlegung der flachgelagerten Gesteinsplatte in eine Anzahl tektonisch verschieden orientierter Schollen zurückzuführen. Die Schichten verflächen von 2320 bis 2600 in südlicher Richtung, werden also vom Sohlstollen querschlägig durchfahren, dann folgt auf eine Erstreckung von 1300 *m* (Stollenmeter 2600 bis 3900) ausgesprochen flachwelliger Schichtenbau. Der Sohlstollen zieht hier in vollkommen horizontal gelagerten Dolomitbänken hin oder schneidet flach aufgewölbte Schichtenbuckel in der Weise an, daß die Gesteinsbänke von der Tunnelachse nach O, ONO und OSO abdachen. Der Neigungswinkel der Schichten bleibt hierbei meist unter 20°, nur ausnahmsweise erreicht er 30°. Mit Stollenmeter 3900 tritt man in eine Scholle, in welcher die Dolomitbänke nach SSO einfallen und von Stollenmeter 4000 ab herrscht bis an die Grenze gegen die Wengener Plattenkalke rein südliches Verflächen. Der Sohlstollen hat hier, wie im Beginne dieser Tunnelstrecke, wieder den Charakter eines Querschlages.

Bei der geringen Höhe des Stollenaufschlusses und der Einförmigkeit des Schichtenmaterials ist es natürlich nicht möglich, die Bedeutung der Verwürfe in jedem einzelnen Falle festzustellen. Daß auch dort, wo keine Dislokation zu erkennen ist, Bewegungen und Schichtenverschiebungen stattgefunden haben, beweisen die häufigen Vorkommnisse von Rutsch- und Gleitflächen in diesem Abschnitte des Tunnels. Gerade aus dem scheinbar wenig gestörten und durch flache Lagerung ausgezeichneten Schichtenmateriale des vierten Kilometers liegen die schönsten Belegstücke für Reibungsspiegel vor. Bei Stollenmeter 3400, 3465·3 und 3769 finden sich an Kluftflächen plane, spiegelblanke Polituren, wie sie vollkommener selbst aus der Hand eines geschickten Arbeiters nicht hervorgehen könnten. Rutschstreifen oder Riefungen im Sinne der Bewegungsrichtung, wie wir sie an den Harnischbildungen des Schlerndolomits in der Eröffnungsstrecke des Tunnels beobachtet haben, fehlen hier gänzlich, so daß man bei Betrachtung von Handstücken mit den dunklen Reibungsspiegeln zunächst künstliche Schliffflächen vor sich zu haben glaubt. Das gleichmäßig feine Korn des dunklen, dolomitischen Gesteines, auf das wir schon oben hingewiesen haben, seine ebenflächige Bankung und Klüftung und endlich das Vorhandensein von kieseligen Beschlägen auf den Kluftflächen, welche bei den Gleitbewegungen als Schleifmittel gedient haben konnten, erklären zur Genüge, warum sich gerade in diesen Gesteinen so ausgezeichnete Felsspiegel gebildet haben.

Stollenmeter 4022 bis 4260 (238 *m*). Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit *Posidonomya wengensis*.

Bei Stollenmeter 4022 tritt der Sohlstollen aus der flach gelagerten Dolomittafel in eine steil aufgerichtete und zu komplizierten Falten zusammengestauchte Folge von schwarzen Kalkschiefern und bituminösen plattigen Kalksteinen mit dem Habitus der kalkigen Gesteine der Wengener Schichten. In der Tat wurden bei Stollenmeter 4204·5 mit Schieferblättern alternierende, schwarze, tonige Kalke angefahren, welche von zierlichen Schalenabdrücken der *Posidonomya wengensis* Wissm. erfüllt sind. Gesteinscharakter und Fossilführung weisen somit auf das Niveau der Wengener Schichten hin. Die nahezu senkrecht auf ihr Streichen durchörterte Gesteinszone reicht bis Stollenmeter 4260, wird also vom Tunnel auf eine Erstreckung von 238 *m* verquert.

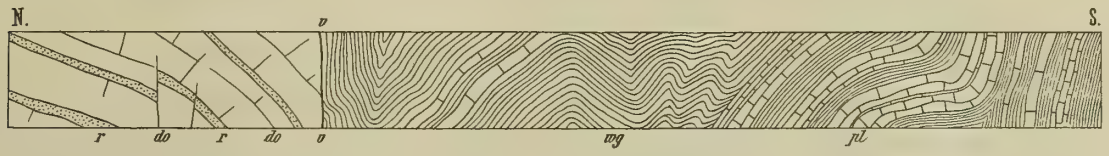
Der lebhafte Wechsel von dünnschichtigen, schwarzen Schiefergesteinen, die durchwegs mit HCl lebhaft brausen und als bituminöse Kalktonschiefer zu bezeichnen sind, mit etwas härteren, dunkelgrauen

Plattenkalklagen läßt den komplizierten Faltenbau innerhalb dieser Gesteinszone außerordentlich klar hervortreten.

Fig. 12 illustriert das Detail des Faltenbaues an der Nordgrenze der Gesteinszone nach einer Skizze, welche ich bei der Befahrung des Sohlstollens an der östlichen Ulme aufgenommen habe.

An den senkrecht niedersetzenden Verwurf, welcher bei Stollenmeter 4022·2 den Komplex der dunklen ladinischen Dolomite nach Süd hin abschneidet, schließen sich zunächst ebenfalls in senkrechter Aufrichtung dünnschichtig wellige Lagen von schwarzen Kalktonschiefern an, dann eine zerknitterte Steilmulde, in deren Südflügel sich einige versteifende Lagen von Plattenkalk einschalten, die mit 50° in Nord einfallen. Im Liegenden dieser Plattenkalkbänke folgen wieder weichere schiefrige Gesteinslagen, in welchen bei 4038 an der westlichen Ulme eine Nische zum Einbau einer elektrischen Pumpe ausgebrochen wurde. Dieser Nische gegenüber sah man an der östlichen Stollenwand eine regelmäßig gebaute Synklinale, beiderseits von sattelförmigen Aufwölbungen flankiert. Der im Süden anschließende Sattel erscheint durch eine Knickung verdoppelt und endlich unter Vermittlung einer spitzen Synklinale zu nördlichem Verflächen aufgeschleppt. Im Liegenden dieser Aufschleppung schließt sich eine widerstands-

Fig. 12.



Nordgrenze der Plattenkalke und Kalkschiefer mit *Posidonomya wengensis* im nördlichen Sohlstollen.

Aufschlußbild an der östlichen Ulme. (Nach einer Skizze vom 25. VII. 1904.)

do = Bituminöser Dolomit. | *wg* = Wengener Schiefer.
r = Rauhwackenbänke. | *pl* = Plattenkalkbänke.
v—v = Senkrechter Verwurf bei Stm. 4022.

fähigere Gesteinszone an, ein lebhafter Wechsel von harten Plattenkalkbänken von 10 bis 20 *cm* Dicke mit schmalen, schiefrigen Zwischenmitteln. Diese härtere Gesteinszone verflächt zunächst mit 45° in Nord, richtet sich dann aber steiler auf, um jenseits einer gestörten Region, in welcher die letzten Spuren eines eng zusammengepreßten, spitzen Sattels zu sehen sind, mit 80 bis 85° in Nord einzuschießen. Damit endet die oben reproduzierte Skizze.

Bei dem weiteren Vortriebe des Stollens wiederholten sich solche Aufschlußbilder. Immer wieder wechseln Zonen weicherer Schiefergesteine mit solchen, die durch Plattenkalklagen ein festeres Gefüge erhalten. Die ersteren sind teils flachwellig gelagert, teils mannigfach verbogen und zerknittert, die letzteren dagegen meist zu schönen, spitzbogigen Falten zusammengestaucht, ohne daß man aber bei der geringen Aufschlußhöhe ein allgemeines Gesetz des Faltenbaues zu erkennen vermöchte. Auffallend ist der wiederholte, scheinbar ganz unvermittelte Wechsel von schwebend gelagerten Bänken mit Segmenten steil aufgerichteter Schichtfolgen, für welchen im beschränkten Sohlstollenaufschluß keine Erklärungsmöglichkeit gegeben ist. Beim Anstieg zum Roschizasattel fand ich aber korrespondierende Tagaufschlüsse, welche das Wesen dieser Erscheinung erläutern.

Wo Süd von Punkt 923 der Anstieg in den oberen Teil des Bärengrabens beginnt, liegen Talfurche und Anstiegsroute im Streichen der Schichten. Die dunklen, hornsteinführenden Plattenkalke fallen bald flacher, bald steiler gestellt in S 30 O; der an 500 *m* hohe Steilhang zur Rechten des Bärengrabens ist ein einziger mächtiger Schichtkopf mit horizontal durchlaufenden Anschnittslinien der in SO einfallenden Gesteinsbänke. Zwischen die eng rastrierten dunklen Plattenkalkanbrüche schalten sich im unteren Abschnitt des Gehänges wiederholt massige Dolomitbänke von hellerer Färbung ein, eine Serie von steileren, meist nur 10 bis 15 *m* hohen Wandstufen bildend. Erst von Kote 1157 ab verquert man das

Streichen der Schichten; von hier bis zu Punkt 1299 bewegt man sich fast ausschließlich in dünnplattigen dunklen Kalksteinen ohne Dolomiteinschaltungen.

Ost von Punkt 1299 sind nun an dem rechten Ufer des Bärengrabens die durch Kalkschieferzwischenlagen ausgezeichnet gegliederten Plattenkalke in komplizierte Falten gelegt, deren Bau in einer fortlaufenden Reihe von Steilwänden trefflich aufgeschlossen ist. Wie die nebenstehende Skizze zeigt, hat man am

Fig. 13.

Faltungserscheinungen in den Wengener Plattenkalken des oberen Bärengrabens.

Fuße des Aufschlusses eine Folge von eng zusammengepreßten schiefen Sätteln und Mulden vor sich, die oben von einer wie mit dem Lineal gezogenen Horizontalen abgeschnitten werden. Dieselbe bezeichnet den Unterrand einer horizontalen Plattenkalklage, welche wie eine ebene jüngere Schichtenplatte über einen älteren gefältelten Schichtkomplex übergreift. Wir haben hier das Miniaturmodell einer Faltenüberschiebung vor uns; die steil aufgerichteten Plattenkalkpartien stellen die Mittelschenkel von nach Nord überkippten Steilfalten vor, während die flach gelagerten Bänke auf Liegend- und Hangendflügel derselben Falten bezogen werden müssen.

Fig. 14.

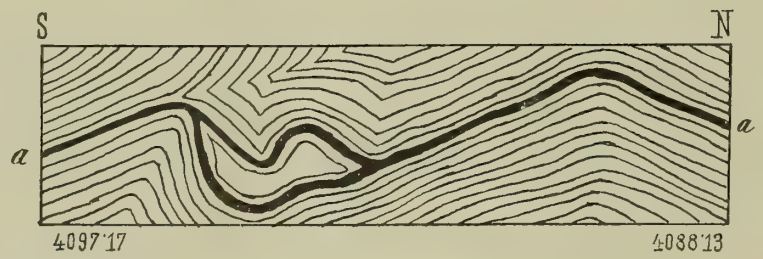


Fig. 15.

Schichtenstauchungen in den Wengener Schiefern im nördlichen Sohlstollen. Westliche Ulme, Stm. 4088·13 bis 4097·17 und Stm. 4188·22 bis 4197·19.

Nach einer Skizze von Ingenieur E. Skazil.

a = Band von weißem Calcit in bituminösem Schieferton.

Zur Illustration der Faltungs- und Stauchungserscheinungen in den an Plattenkalklagern armen schiefrigen Gesteinszonen reproduziere ich (Fig. 14 und 15) zwei halbschematische Skizzen, welche Herr Ingenieur E. Skazil dem Gesteinsprotokolle beigegeben hat.

Die der westlichen Ulme entnommenen Aufschlußbilder gestatteten eine genaue Verfolgung des Verlaufes der Schichten, da sich an diesen Stellen durch die schwarzen bituminösen Schiefer ein im Durchschnitt 3 *cm* breites Band vom weißem Calcit durchschlingt, welches sich auf das genaueste allen Windungen und Biegungen des dünnschiefrigen Schichtenmateriales anschmiegt, ohne dessen Plastizität wesentlich zu beeinträchtigen. Das weiße Band ist keine einheitliche Platte, wie die früher erwähnten versteifenden Kalksteinbänke, sondern im wesentlichen nur eine linsenförmig an- und abschwellende, stellenweise ganz verdrückte Ausscheidung von grobkrystallinischem Calcit. Solche dem Schichtenverlaufe sich anschmiegende Calcitblätter sind in dem schwarzen Kalktonschiefer überhaupt eine sehr häufige Erscheinung.

Die steiler aufgefalteten Schiefer der Fig. 15 (Stollenmeter 4188·2 bis 4197·1) lassen deutlich die nach Süd einschießenden Muldenschenkel der nach Nord überkippten Falten erkennen. Von hier bis zu Stollenmeter 4260 herrscht ausnahmslos südliches Verflächen.

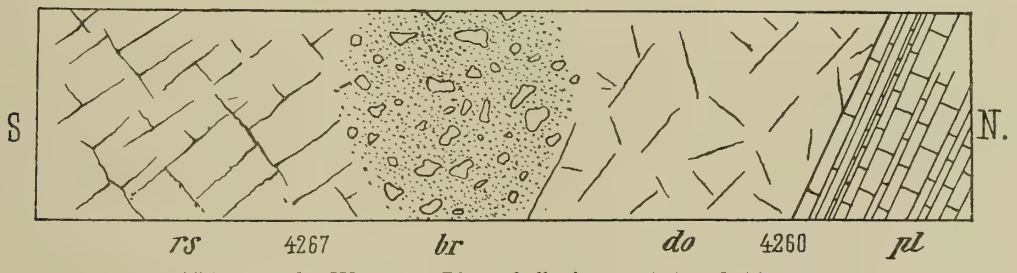
Die dunkle Färbung der eben geschilderten Zone von Kalken und Schiefern ist auf einen hohen Bitumengehalt zurückzuführen, der sich in schwarzen abfärbenden Belägen auf Schicht- und Kluftflächen zu erkennen gibt. In der Tat erwiesen sich diese Schichten auch reichlich mit Methangas durchtränkt. Das erste Vorkommen von brennbarem Kohlenwasserstoff wurde bei Stollenmeter 4068 angefahren, wo am 24. Juli 1904 nach dem Abschießen eine mächtige Fackel von brennendem Grubengas aufflammte. Zu jener Zeit gehörten Methangas-Emanationen im Carbon der Südseite des Tunnels schon zu den alltäglichen Erscheinungen und es konnten daher die dort eingerichteten und praktisch bewährten Sicherheitsvorkehrungen sofort auch für die Nordseite des Tunnels nutzbar gemacht werden. Nach den Eintragungen im Gesteinsprotokoll traten am 3. August bei Stollenmeter 4117·5 und am 6. August bei Stollenmeter 4136 neuerdings Bläser auf. Bei Stollenmeter 4172 und 4192 wurden 1%ige Grubengase konstatiert, bei 4240 $^1/_2$% und bei 4246 2%.

Die Austrittsstellen der Grubengase waren meist trocken. Charakteristisch für die Region der Grubengasausströmungen war ein mehr oder minder auffallender Geruch nach Schwefelwasserstoff, welcher auch die bei Stollenmeter 4160 erschlossene kleine Quelle begleitete.

Stollenmeter 4260 bis 4352 (92 *m*). Bunte Breccien des Muschelkalkes und Werfener Schichten.

Mit Stollenmeter 4260 erreichte der Sohlstollen abermals eine für die Deutung des Tunnelprofiles sehr wichtige Gesteinsscheide. In Fig. 16 habe ich die hier zu beobachtenden Details nach den Aufschlüssen an der westlichen Stollenwand skizziert.

Fig. 16.



Südgrenze der Wengener Plattenkalke im nördlichen Sohlstollen.

Nach dem Aufschluß an der westlichen Ulme, 13. IX. 1904.

pl = Plattenkalk. | *br* = Anisische Breccie.
do = Dolomit. | *rs* = Eisenschüssige Kalktonschiefer.

Die schwarzen Plattenkalke, welche bei Stollenmeter 4260 den Südrand der als Wengener Schichten bezeichneten Gesteinszone bilden, schießen in schön gegliederten Bänken mit 55° in Süd ein. Auf der

hangendsten Platte beobachtet man einen schwarzen tonigen Belag, wohl der Verwitterungsrückstand einer jener schiefrigen Gesteinslagen, welche mit den Plattenkalken alternieren. Derselbe bildet die untere Begrenzung und das Liegende stark zerklüfteter Dolomitbänke von schmutziggrauer Farbe, die durch zellig drusige Hohlräume und Neigung zur Rauhwackenbildung ausgezeichnet sind. Dieser Dolomitkomplex ist jedoch in der Tunnelsohle nur in einer Mächtigkeit von 3·5 *m* aufgeschlossen, dann folgt mit steil in Süd geneigter Grenzfläche eine sehr auffallende grobe Breccienbildung *br*. Dieselbe besteht aus eckigen oder schwach kantengerundeten Fragmenten von dichten, grauen, bald heller, bald dunkler gefärbten Kalksteinen, unter welchen ab und zu als auffallender, die Breccienstruktur schärfer markierender Gemengteil kleine Bruchstücke von fleischroten und dunkelbraunen Kalken eingestreut sind. Als Bindemittel erscheint ein graugrünes, toniges, feinsandig-glimmeriges Material, das auch in breiteren Schnüren und Lassen die Breccie durchwebt. Während die Liegendpartie der Breccie vorwiegend aus kalkigen Gesteinstrümmern mit spärlichem Bindemittel aufgebaut ist, treten in der Richtung des Stollenvortriebes die eingestreuten Kalksteinbrocken mehr und mehr zurück und es entwickelt sich aus der Breccie ganz allmählich ein dickschichtiger, kalkig toniger Schiefer mit Glimmerschüppchen, anfangs von grünlichgrauer, von Stollenmeter 4267 ab von dunkel eisenroter Färbung. Es sind das die »grünen und roten Werfener Schichten« des Gesteinsprotokolles. Das Gestein ist gleichmäßig feinkörnig, dickschichtig bis massig, im letzteren Falle ausgezeichnet polyedrisch klüftig. Wiederholt wechseln rot und grün gefärbte Gesteinslagen, die so eng miteinander verknüpft sind, daß man beide Nuanzierungen an einem Handstücke demonstrieren kann.

Diese bunten Schiefer reichen bis Stollenmeter 4299, wo der Stollen ein zweites Mal in eine Breccienzone eintritt. Unmittelbar vor diesem Gesteinswechsel sind die bunten Schiefer dünner geschichtet, mit 60° in Süd verflächend. Der Grenze zunächst umschließen sie bereits vereinzelte Kalkbrocken. Dann folgt ein in massige Bänke gegliedertes graues, kalkiges Gestein von großer Härte, dessen Breccienstruktur erst bei genauerer Untersuchung des Ausbruchsmateriales zu erkennen ist. Wieder sind es die bereits früher erwähnten fleischroten oder rotbraunen Kalkpartikeln, welche die klastische Natur des Gesteins verraten. Die rötlichen Kalkeinschlüsse zeigen im Schliffe meist sehr schön die charakteristische Struktur der Werfener Oolithe. Auf Klüften und Sprüngen dieser grauen, harten Breccien finden sich überall Ansiedelungen von Schwefelkies.

Auch dieses zweite mächtigere Lager von grauer Kalkbreccie, welches der Stollen auf eine Erstreckung von 50 *m* verquert, wird häufig von sandig glimmerigen Schieferlagen durchsetzt, welche erkennen lassen, daß sich der Schichtkomplex gegen Süd hin immer steiler aufrichtet, bis er bei Stollenmeter 4349 mit einer senkrecht stehenden Zone von bunten Schiefergesteinen der Werfener Schichten abschließt.

Wenn auch Fossilreste in der hier geschilderten Schichtfolge fehlen, so begegnet die Deutung derselben doch wohl keinen Schwierigkeiten. Die schmale Zone dolomitischer Gesteine, welche an dem Bruchrande gegen die Wengener Schichten angefahren wurde, und welche die Basis der grauen Kalkbreccie bildet, betrachte ich als Fragment einer Platte anisischen Dolomits, welche ganz im Einklange mit dem die Nordhälfte des Tunnels beherrschenden Faltenbau von Süd her auf die Vorlage jüngerer triadischer Gesteine hinaufgeschoben worden ist. Die graue Kalkbreccie mit ihren Einschlüssen von bunten, oolithischen Kalken der Werfener Schichten entspricht den Breccienbildungen des Muschelkalkes, und die bunten, glimmerreichen, sandigen Schiefer, mit welchen die Schichtfolge bei Stollenmeter 4352 abschließt, einem Teile der Zone von Werfener Schichten, welche in einem normalen Profile an dieser Stelle zu erwarten wäre. Die ganze Schichtfolge ist nach Nord überkippt, beziehungsweise an ihrem durch einen Verwurf markierten Südrand senkrecht aufgerichtet.

Stollenmeter 4352 bis 4526 (174 *m*). Bunte Breccien der Permformation.

Südlich der Gesteinsscheide bei Stollenmeter 4352, welche den Charakter eines senkrecht niedersetzenden Bruches trägt, tritt man in eine Zone von groben bunten Breccien vom Habitus jener mächtigen Breccienbildung, welche an der Südseite des Gebirges bei Assling einem Aufbruch obercarbonischer Schichten aufruht. An dem Gehänge des Mirza vrh wurde diese der Permformation zuzuweisende Breccie zur Gewinnung von Bausteinen für die Südseite des Karawankentunnels in großem Umfange aufgeschlossen.

Das bei der Bildung dieser Breccie aufgearbeitete Material war vorwiegend kalkiger Natur. Dunkelgraue bis schwarze Kalke der obercarbonischen Schichtenreihe und helle rötlich geflammte oder rosa- bis fleischrote Kalksteine des Permocarbon bilden in scharfkantigen Brocken die Hauptbestandteile der Breccie. In den fleischroten Kalktrümmern, die aus der Zerstörung permocarbonischer Riffkalke hervorgegangen sind, beobachtet man häufig die weißen, spatigen Durchschnitte von Crinoidenstielen. Das zumeist spärliche Bindemittel ist teils feinsandig glimmeriges Material von grünlichgrauer Farbe, teils roter, eisenschüssiger, glimmerarmer Tonschlamm. Aus dem letzteren entwickeln sich die roten tonigen Schieferlassen mit glänzenden Rutsch- und Druckflächen, welche, wenn auch von geringer Mächtigkeit und sehr absätzig, doch einen wichtigen Behelf zur Orientierung über die Lagerung der Breccie bilden. Diese roten Schiefertonmittel sind es anderseits wieder, welche häufig die Brauchbarkeit des Breccie als Bausteinmaterial beeinträchtigen. Wo das graugrüne sandige Caement überwiegt, wie im letzten Drittel der in diesen Breccien aufgefahrenen Sohlstollenstrecke, entsteht ein Gesteinstypus, welcher äußerlich den Breccienbildungen des Muschelkalkes ähnelt.

Die permischen Breccien sind in mehr als meterdicke Bänke gegliedert, die von zahlreichen steilstehenden, häufig wasserführenden Klüften durchsetzt werden. Die Bankung zeigt durchwegs Verflächen in Süd, wobei mittlere Fallwinkel (30 bis 40°) zu beobachten sind. Eine rote Schieferlasse, welche sich bei Stollenmeter 4500 in die hier grünlichgrau gefärbte Breccie einschaltet, verflächt mit nur 25° in SW. Infolge einer Verdrückung schneidet sie keilförmig in der massigen Breccie aus. Bei Stollenmeter 4521 zeigt sich eine dünne schiefrige Gesteinslage von abwechselnd grünlichgrauer und dunkel eisenroter Färbung, welche mit 60° in Süd geneigt ist. Man befindet sich hier schon nahe der Südgrenze der Breccienzone, denn bei 4526 tritt der Stollen in dunkle Schiefertone und Sandsteine, welche, wie die weiteren Aufschlüsse ergeben haben, bereits dem Obercarbon angehören.

Stollenmeter 4526 bis 4852 (326 *m*). Obercarbonische Schichten.

Im Hangenden der bei Stollenmeter 4521 mit 60° in Süd verflächenden bunten Breccie folgen bei Stollenmeter 4526 (genauer 4525·8) ebenfalls steil in Süd einfallende, schwarze, dünnblättrige Schiefertone, welchen schon bei Stollenmeter 4529·6 Grubengase entströmen. Die Grenze zwischen Breccie und Schiefer ist ebenfalls in Süd geneigt (45 bis 50°), trägt aber den Charakter einer Verschiebungsfläche Die tonreichen Schiefergesteine sind an der Berührungsgrenze mit den durch reichliche Wasserführung ausgezeichneten Breccien zu schwarzen plastischen Massen aufgelöst, welche diese Schichtenverschiebung jedenfalls begünstigt haben.

Jenseits dieser Grenze wird das Gebirge im Gegensatz zur quellenreichen Breccienzone auffallend trocken, eine Erscheinung, welche ganz mit den Verhältnissen im Obercarbon der Südhälfte des Tunnels übereinstimmt, und es stellen sich nun auch die für jenen Tunnelabschnitt bezeichnenden Emanationen von Methangas ein. Der Austrittsstelle bei Stollenmeter 4529·6 haben wir schon oben gedacht; weitere Gasausströmungen wurden bei Stollenmeter 4665·6 (2% Methangas), dann bei 4671, 4688·2 und 4693·4 erschlossen.

Innerhalb der schiefrigen Gesteine dieser Zone lassen sich ebenso wie im Obercarbon an der Südseite des Gebirges zwei Typen unterscheiden: Feingeschlämmte schwarze Schiefertone, welche durch

unruhig welligen Schichtenverlauf und zahlreiche Gleit- und Rutschflächen in vortrefflicher Weise die Wirkung des Gebirgsdruckes illustrieren, und widerstandsfähigere, sandige glimmerführende Gesteinslagen mit ebenflächig plattiger Gliederung. Die weichen, mannigfach zerknitterten Schiefertone umschließen häufig Schnüre und Linsen von weißem Calcit, dieselben sekundären Mineralneubildungen, wie wir sie innerhalb des Komplexes der Wengener Schichten beobachtet haben. Wo die schwarzen Schiefertone lebhafter mit den lichter gefärbten Sandsteinlagen alternieren, gibt die Stollenwand ähnliche Aufschlußbilder, wie sie aus dem Carbon der südlichen Tunnelhälfte beschrieben und durch den Namen Zebrastreifung charakterisiert worden sind. Gröbere quarzitische Sandstein- und Quarzkonglomeratbänke wurden hier nicht beobachtet. Dagegen sind Einlagerungen kalkiger Gesteine vorhanden; dieselben sind durchwegs von dunkler Färbung wie die sie begleitenden Schiefer und selbst vielfach mit Schiefertonmaterial enge verknüpft, so daß sie in den frischen Gesteinsanbrüchen nur undeutlich aus dem Schichtenverband heraustreten. Solche mit Tonflasern durchwobene, schiefrig plattige Kalke sind für die jüngste Schichtabteilung des Obercarbons der Karawanken eine geradezu typische Gesteinsart und meist durch reiche Fossilführung ausgezeichnet. Im Tunnelaufschluß habe ich innerhalb dieser Schichten leider keine Fossilreste nachzuweisen vermocht. Solche kalkige Schichtglieder wurden bei Stollenmeter 4590, 4680 und 4775 durchörtert.

In bezug auf die Lagerungsverhältnisse war folgendes zu beobachten: Die an der Grenze gegen die permischen Breccien mit 60° in Süd einfallenden Schichten des Obercarbons zeigten bei Stollenmeter 4532 im Vollausbruch einen Neigungswinkel von nur 35°. Diese relativ flache Lagerung hält von hier ab auf eine Erstreckung von 130 *m* an. Dann folgt wieder steilere Schichtstellung mit Aufrichtung zu 70 und 80°. Der Schichtkomplex zeigt aber durchaus in Süd gerichtetes Einfallen. Die obercarbonischen Schichten bilden also das Hangende der permischen Breccien, wie diese wieder das Hangende der unteren Trias. Von der Südgrenze der Wengener Schichten bei Stollenmeter 4260 gelangt also der ins Hangende vordringende Sohlstollen in immer tiefere geologische Horizonte. Die Schichtfolge ist vollständig nach Nord überkippt. Bei Stollenmeter 4851·5 (im Ring 102 des fünften Kilometers) erschienen im Hangenden dieser nach Nord überkippten Schichtenfolge unerwarteterweise noch einmal Gesteine der Triasformation, und zwar Kalke und Dolomite der anisischen Stufe. Wir treten damit in ein neues tektonisches Element des Tunnelprofiles ein, dessen Deutung ohne Kenntnis der Aufschlüsse des Südstollens und der Durchschlagsregion nicht versucht werden könnte.

Wir gehen daher nun zur Darstellung der in der Südhälfte des Tunnels gewonnenen Ergebnisse über und werden erst im Anschlusse an die Schilderung der Durchschlagsregion wieder auf die Carbon-Triasgrenze bei Stollenmeter 4851·5 zurückkommen.

B. Südseite.

Die geologische Situation des Südportales.

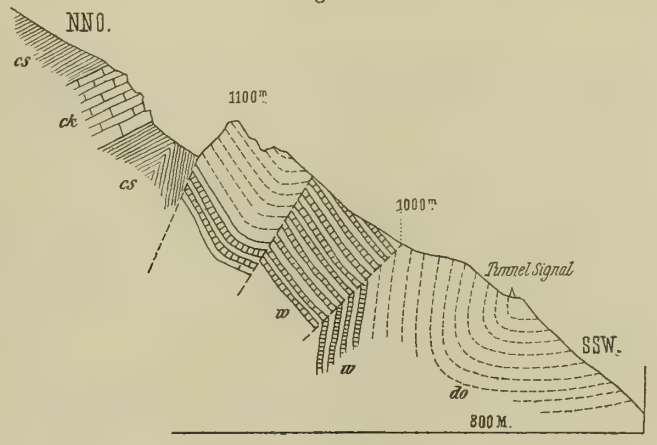
Die steile Berglehne, an deren Fuße der Karawankentunnel nächst der Ortschaft Birnbaum ins Savetal mündet, ist mit einem mächtigen Mantel jüngerer Aufschüttungen überkleidet. Es sind Gehängeschuttbildungen, welche vorwiegend dem leicht zerstörbaren obercarbonischen Schichtenmaterial der Südabdachung des Gebirges entstammen. Der Alpenfahrweg, welcher von Birnbaum an den Rand des oberen Doveršniggrabens hinüberführt, schneidet nahe über dem Tunnelausgang und im Durchgangspunkt der Tunneltrasse Felsköpfe eines grauen kavernösen, durch Bleiglanzeinsprengungen ausgezeichneten Dolomits an, eines Gliedes der triadischen Schichtfolge, die im Doveršniggraben in zusammen-

hängenden Aufschlüssen entblößt ist. Unter dem Mantel von Gehängschutt hat man also zunächst die Ablagerungen der Triasformation zu erwarten, welche der breiten Aufbruchszone obercarbonischer Schichten an dem Fuße des Gebirges vorgelagert sind.

Die Grenze von Carbon und Trias ist aber gerade in der Durchschnittslinie des Tunnels übertag nicht so leicht festzustellen. Steigt man dem Verlaufe der Tunneltrasse folgend, den steilen, mit Alpenerlen bestandenen Berghang hinan, so bewegt man sich bis über die Kote 879 der Originalaufnahms - Sektion hinaus fortdauernd in obercarbonischem Gesteinsschutt und erhält den Eindruck, daß die Carbon-Triasgrenze schon im unteren Abschnitt des Gehänges liegen müsse. Hierin wird man noch durch den Umstand bestärkt, daß in dem östlich vom Tunneleingang in die Ortschaft Birnbaum ausmündenden Graben, welcher den vorerwähnten anisischen Dolomit und darunter eine schmale Zone von Mergelschiefern mit *Naticella costata* aufschließt, an der Basis der Werfener Schichten schon in ungefähr 700 *m* Seehöhe obercarbonische Sandsteine zutage treten.

Wendet man sich dagegen von der als Orientierungspunkt gewählten Kote 879 dem steil geböschten Rücken zu, welcher die mit Carbonschutt erfüllte muldige Einsenkung westlich überragt, so sieht man, daß hier Triasschichten anstehen und daß dieselben dem Rücken entlang noch mehrere 100 *m* an dem Gehänge emporziehen. WNW von Punkt 879 beobachtet man im Untergrunde des auf der Kante des

Fig. 17.



Durchschnitt durch die Carbon-Triasgrenze am Gehänge oberhalb Birnbaum.

cs = Obercarbonische Schiefer.
ck = Fusulinenkalk.
w = Obere Werfener Schichten.
do = Dolomit der anisischen Stufe (Grenzdolomit).

Rückens errichteten Tunnelsignales Entblößungen jenes hellen kavernösen Dolomits, der im Tunnel das Hangende der oberen Werfener Schichten bildet. Die oberhalb des Tunnelsignales durchziehenden Verbindungssteige zwischen den Heustadeln der steilen Bergwiesen schließen auch in der Tat als Liegendes dieser Dolomite einen Wechsel von gelben Mergelschiefern mit dunklen, feinoolithischen Kalken der oberen Werfener Schiefer auf. Dieselben verflächen in stark geneigten Platten gegen das Savetal hinab. Die von der Station Birnbaum aus sehr gut sichtbare, von einer Baumgruppe gekrönte Felsbastion, welche diese Steilwiesen überragt, baut sich abermals aus anisischem Dolomit auf und erst in der Einschartung jenseits dieses mit Kote 1111 markierten Dolomitgipfels gelangt man in die dunklen Schiefer des Obercarbons, die aber von dem Triasdolomit steil nach Nord abfallen. Die Carbonschiefer bilden eine eng zusammengepreßte, nach Süd überkippte Antiklinale, in deren Hangendflügel sich ein mächtigeres Lager von Fusulinenkalk einschaltet, dessen Schichtkopf NNO vom Gipfel 1111 jenseits einer an der ebengenannten Scharte entspringenden Talfurche einen größeren Felsaufschluß bildet. Fig. 17 soll den hier geschilderten Durchschnitt erläutern.

Die in diesem Profil eingezeichnete Bruchlinie zwischen Carbon und Trias ist am schönsten in dem steilen Graben aufgeschlossen, welcher die Dolomitklippe östlich begrenzt und in welchem die das tiefe[r]

gelegene Gehänge überdeckenden Carbonschuttmassen ihren Ursprung nehmen. In diesem engen Runst absteigend hat man zur Rechten eine senkrecht abbrechende Mauer von Triasdolomit, zur Linken weiches Carbonschiefergehänge. Die Dolomite fallen von dem N20W nach S20O streichenden Bruch verhältnismäßig flach (40°) in WSW ab, biegen aber dann, wie die Ansicht des Kammstückes von West her zeigt, zu einer flachmuldigen Lagerung auf und schneiden dem Südrand der Felsklippe entlang an einem zweiten Verwurf gegen die mit 60° in S15W einschießenden Gesteinsplatten der oberen Werfener Schichten ab.

Trägt man die Störungslinie zwischen Carbon und Triasdolomit in die Karte ein und verlängert dieselbe über das schuttbedeckte Gehänge nach SSO, so gelangt man genau an jene Stelle des Birnbaumer Grabens, an welcher nahe dem Fuß des Gebirges carbonische Sandsteine und Naticellenbänke in Berührung treten. Die Grenze zwischen den beiden Formationen fällt also offenbar ihrem ganzen Verlaufe entlang mit einem Bruch zusammen, welcher von der Tunnelachse in einem spitzen Winkel (zirka 28°) geschnitten wird.

In welcher Weise diese scharf ausgesprochene Querstörung das allgemeine geologische Bild am Südfuße des Gebirges beeinflußt, wurde bereits in einem der einleitenden Kapitel (siehe oben p. 35) des näheren erörtert.

Wir gehen nun zur Schilderung der Aufschlußdetails im Südstollen über.

Die geologischen Aufschlüsse im Südstollen.

Stollenmeter 0 bis 120. Gehängeschuttvorlage.

Der Richtstollen, welcher an der Südseite des Gebirges zugleich als Sohlstollen diente, wurde in trockenem, erdigem Aufschüttungsmaterial angeschlagen. In diesem Gehängschutt stieß man wiederholt auf große, glattgescheuerte Blöcke von schwarzem Fusulinenkalk, hartem Quarzkonglomerat des Obercarbons und bunten permischen Brecciengesteinen, welche den hoch oben am Gehänge durchziehenden Ufermoränen des Savegletschers entstammen. Bei Stollenmeter 30 stand der Sohlstollen in seiner ganzen Höhe in zierlich gebänderten Gipstonen und es zeigte sich das erste Mal vor Ort Wasseraustritt. Die Erwartung, daß damit schon das anstehende Gebirge erreicht sei, erfüllte sich nicht. Es handelte sich nur um eine verrutschte Gesteinsscholle, nach deren Durchörterung abermals bunt gemengter Gehängeschutt mit eingestreuten erratischen Blöcken angefahren wurde. Ein großer gekritzter Block von carbonischem Quarzkonglomerat fand sich später im Firststollen in einer Entfernung von 41 *m* vom Tunneleingang.

Bei Stollenmeter 78 wurde im Sohlstollen harter klüftiger Dolomit mit drusigen Hohlräumen angefahren, dasselbe Gestein, das oberhalb der Tunneltrasse an dem von Birnbaum heraufziehenden Alpenfahrweg in zwei Felspartien aufragt. Es bildete im Sohlstollen eine Felsbarre von geringer Ausdehnung, jenseits welcher nochmals in größerer Erstreckung Gehängschuttmateriale folgte, aus welchem bei Stollenmeter 102 plötzlich so bedeutende Wassermengen hervorbrachen, daß die Arbeiter zur Flucht genötigt waren und der damals noch in staatlicher Regie geführte Betrieb für einige Tage sistiert werden mußte. Der Wasserzufluß versiegte bald, denn er stammte nicht aus dem Grundgebirge, sondern aus dessen Schuttmantel, welchen der Sohlstollen wie ein Drainagerohr entwässert hat.

Erst mit Stollenmeter 120 wurde die Gebirgsfeste erreicht.

Stollenmeter 120 bis 145 (25 *m*). Dolomit und Rauhwacken des unteren Muschelkalkes (Grenzdolomit).

Die dolomitischen Gesteine bei Stollenmeter 78 können als die Vorboten der bei Stollenmeter 120 angefahrenen Grundgebirgsfeste bezeichnet werden, denn diese besteht aus denselben lichtgrauen, klüftigen, von kleinen Drusenräumen durchsetzten Dolomiten, welche dort schon in einer Breite von

einigen Metern durchörtert worden sind. Das Gestein bildet weiter in West an der Mündung des Doveršniggrabens den Fuß des Gebirges und läßt sich von dort in zusammenhängendem Zuge bis zu den dolomitischen Felsentblößungen oberhalb des Tunnelportales verfolgen, von denen oben die Rede war. Eine Druckwasserleitung, welche aus dem Doveršniggraben zum Tunneleingange führt, wurde zum Teil in diese Dolomitzone eingebettet.

Im Tunnel sind die Dolomite gut gebankt und verflächen mit 35 bis 40° in Nord. In den hangendsten Bänken geht das Gestein in sandige Rauhwacken über.

Stollenmeter 145 bis 190 (45 *m*). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.

Über den Rauhwacken folgen typische Gesteine der oberen Werfener Schichten: Rauchgraue, gut gebankte, tonige Kalke mit *Naticella costata* und damit in lebhafter Wechsellagerung dickplattige bis dünnschiefrige, glimmerreiche Mergel. Die einförmige Schichtfolge liegt konkordant über der dolomitischen Gesteinsbasis, wie diese in Nord verflächend.

Stollenmeter 190 bis 220 (30 *m*). Gips- und anhydritführende Grenzschichten zwischen oberen und unteren Werfener Schichten.

Im Hangenden der naticellenführenden Schichten folgen zunächst bunte Schiefertone mit Gipslamellen und gipsführende graue Mergel, in welche sich nochmals einige Bänke eines harten, gelblich verwitternden Kalksteins einschalten; derselbe enthält Steinkerne der kleinen, als *Holopella gracilior* beschriebenen Gastropoden. Der gut geschichtete Komplex verflächt mit 45° in Nord. Daran schließt sich eine stark zerrüttete Zone von grauen Gipstonen und dunklen Schieferletten mit Einstreuungen von Kalk-, Dolomit- und Schieferbrocken, ein nasses, druckreiches Gesteinstrümmerwerk, das auffallend an jene Gebilde erinnert, welche man in den Nordalpen als Haselgebirge bezeichnet hat. Bei Stollenmeter 213 haben die mit eckigen Gesteinsfragmenten durchspickten, blaugrauen Tone ganz das Aussehen einer Reibungsbreccie, es drang hier auch plötzlich eine größere Wassermasse in den Stollen ein, welche auf das Vorhandensein einer wasserführenden Kluft im Hangenden des Sohlstollenaufschlusses hinweist. Bei Stollenmeter 217 wurde eine mächtigere Linse von grauem Anhydrit und Gips angefahren, in deren Hangenden nochmals dunkle Gipstone und Schieferletten mit nuß- bis eigroßen kantengerundeten Kalk- und Dolomitgeschieben folgten. Erst bei Stollenmeter 220 taucht die gipsführende tonige Gesteinszone unter einen fester gefügten Schichtenverband von bunten Sandsteinen und Schiefern hinab, welcher der unteren Abteilung der Werfener Schichten entspricht.

Stollenmeter 220 bis 370 (150 *m*). Bunte Sandsteine und sandige Schiefer der unteren Werfener Schichten.

Die bei Stollenmeter 220 beginnende Gesteinszone besteht aus dickbankigen glimmerreichen Sandsteinen und dünnschichtigen Schiefertonen, die in lebhafter Weise alternieren und durch den bunten Wechsel der Gesteinsfärbung sehr auffallend charakterisiert sind. Von lichtgrün bis dunkeleisenrot sind alle Farbenstufen der die Färbung bedingenden Eisentonerdeverbindungen vertreten. Sandsteine und Schiefer sind mit faserig struierten Gipsadern durchsetzt oder zeigen Anflüge von strahlig gruppierten Gipskrystallen auf den Kluftflächen.

Diese bunte Gesteinsentwicklung ist die herrschende bis zu Stollenmeter 270. Hier schaltet sich eine 6 *m* breite Zone von dunkelgrauen, schiefrigen Mergeln ein, die eine 0·5 *m* mächtige Lage eines schwarzen Anthrazitschiefers umschließen. Es folgen dann abermals rote sandige Schiefer bis zu Stollenmeter 288·5, wo sich graue quarzreichere Gesteinsbänke mit grünen Mergelschieferzwischenlagen, im ganzen nur 3 *m* mächtig, einstellen. Eine analoge Einschaltung wird zwischen Stollenmeter 300 und 303 durchfahren. Dieselbe schließt im Hangenden mit einer stark verdrückten anthrazitführenden Schiefer-

lage ab, ähnlich jener, die zwischen Stollenmeter 270 und 276 beobachtet wurde. Es folgen dann wieder rote Schiefer und Sandsteine bis zu Stollenmeter 315, sodann auf eine Erstreckung von 10 *m* graue plattige Sandsteine mit Glimmerbelägen auf den Schichtflächen und darüber abermals eisenschüssige, sandig-schiefrige Schichten bis zu Stollenmeter 370.

In dem eben geschilderten Tunnelabschnitt (220 bis 370) war das Gebirge trocken und von einer für den Arbeitsfortschritt günstigen Beschaffenheit. Der Schichtenverband wird vom Stollen quer auf das Streichen durchfahren und zeigt durchaus Verflächen in Nord. Die Neigungswinkel der Schichten bewegen sich zwischen 45 bis 60°. Steilere Aufrichtungen bis zu 80°, wie sie im Sohlstollen bei 255 und 277 zu beobachten waren, erwiesen sich nach den Ergebnissen des Vollausbruches an derselben Stelle als ganz lokale Störungen. In den korrespondierenden Ausbruchsringen sah ich ein Verflächen von 45° in Nord.

Stollenmeter 370 bis 435 (65 *m*). Schiefertone mit Gips und Anhydrit.

Bei Stollenmeter 370 folgen im Hangenden der roten, eisenschüssigen Sandsteine graugrüne Schiefertone mit weißen und rosaroten Gipslamellen, welche eine neue gipsreiche Gesteinszone einleiten. Die mit fettglänzenden Rutsch- und Gleitflächen durchsetzten Schiefertone verflächen mit 40° in Nord. Besonders reich an Gipsblättern sind die Schiefer zwischen 379 und 384. Darüber lagert ein dunkles dickbankiges Gestein, bei der unzureichenden Beleuchtung der Grubenlampe einem tonigen Kalkstein ähnlich. Es ist ein bankförmig gegliederter, durch Ton verunreinigter dunkler Anhydrit. In den nach Nord folgenden Stollenaufschlüssen wird der Anhydrit massig, erscheint aber von einem komplizierten Netzwerk weißer Gipsadern durchwoben. Aus diesem Gesteinstypus entwickeln sich weiterhin Breccien, in welchen unregelmäßige, aber meist scharfeckig umrandete Stücke dunklen Anhydrits von rein weißem, körnigem Gips umschlossen werden. Der bald massige, bald deutlich gebankte Gesteinskörper reicht bis zu Stollenmeter 414. Hier folgt in seinem Hangenden eine 6 *m* mächtige Lage von grellrotem Schieferton, der mit 45° in Nord verflächt, und darüber, von Stollenmeter 420 bis 435 abermals in größerer Ausdehnung Gips und Anhydrit mit tonigen Zwischenschichten, an welchen eine mit 30° in Nord verflächende Bankung abzulesen ist. In dieser zweiten mächtigen Lagermasse wurden starke Bänke von reinem, milchweißem, kantendurchscheinendem Anhydrit aufgeschlossen und es wiederholen sich hier die oben geschilderten, aus der Umwandlung von Anhydrit in Gips resultierenden Breccienbildungen. Hierher gehören die Handstücke von weißem, zuckerkörnigem Gips, in welchem lentikulare Reste von bläulich opalisierendem Anhydrit in einer an Augengneise erinnernden Anordnung eingebettet sind. Bei Stollenmeter 432 beobachtet man in weißem, milchig getrübtem Anhydrit Anflüge von krystallisiertem Schwefel.[1]

Man erkennt in der hier geschilderten anhydrit- und gipsführenden Gesteinszone unschwer die Wiederholung der gipsreichen, tonigen Schichten, welche der Sohlstollen zwischen 190 und 220 vor dem Eintritt in die bunten, sandig glimmerigen Gesteine der unteren Werfener Schichten durchfahren hat. Sie bildet den normal gelagerten Gegenflügel der dort in Süd überkippten Schichtenfolge. Ist diese Auffassung richtig, so müßte der in das Hangende vorschreitende Sohlstollen nunmehr in die kalkige Gesteinsentwicklung der oberen Werfener Schichten eintreten. Das ist denn auch, wie die weiteren Aufschlüsse zeigen, tatsächlich der Fall.

Stollenmeter 435 bis 502 (67 *m*). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit einem Sattelaufbruch der gipsführenden Grenzschichten.

Bei Stollenmeter 430 kommt noch im Anhydrit eine starke Quelle zum Vorschein. Sie ist der Vorbote des bei Stollenmeter 435 eintretenden Gesteinswechsels. Hier lagern gut gebankte tonige Kalksteine

[1] Bergverwalter Heinrich Fessl in Jauerburg hat dieses Mineral schon vor langer Zeit in den Gipsgruben von Aßling konstatiert, wo es krustenförmige Überzüge auf Gips bildet. (Vgl. W. Voss, Mineral. d. Herzogtums Krain. Mitt. d. Musealver. für Krain, Laibach 1893, VI. Jahrg., p. 106.)

über dem Anhydrit, welche unter einem Neigungswinkel von 30° nach Nord einfallen, dann aber eine flache Mulde bilden und unter deren Vermittlung zu entgegengesetztem Verflächen aufbiegen.

Unter dem steilgestellten Nordflügel dieser Mulde kalkiger Gesteine kommen von Stollenmeter 462 ab rote, glimmerführende Schiefertone zum Vorschein, welche starke Linsen von Gips und Anhydrit umschließen. Eine Probe von milchweißem Anhydrit von Stollenmeter 470 zeigt Anflüge von krystallinem Schwefel, wie der Anhydrit bei Stollenmeter 432. Das stark zerknitterte gipsführende Schichtensystem verflächt mit 45 bis 50° nach Süd. An seiner Basis kommen in der Richtung des Stollenvortriebes einige Bänke von grauen, mergeligen Kalken zum Vorschein, welche die gipsführenden Schichten konkordant unterlagern, dann folgt ein steil niedersetzender Verwurf und jenseits desselben eine Zone von roten, sandigen Schiefern, welche mit 60° in Nord, also nach der entgegengesetzten Richtung hin einfallen. Auch die Verwerfungskluft, welche die Stollensohle bei Stollenmeter 477 erreicht, schießt steil in Nord ein.

Unmittelbar nach Überschreitung der Verwerfung wurde in den roten, sandigen Schiefern eine starke Quelle angefahren. Die nördlich der Verwerfung lagernden roten Schiefer sind in der Sohle des Aufschlusses bis zu Stollenmeter 485 zu verfolgen; hier alternieren sie mit dunklen Schiefertonen, welche lentikular an- und abschwellende Anhydritlagen einschließen und infolgedessen von zahlreichen Rutsch- und Gleitflächen durchsetzt sind.

Von 485 bis 502 durchfährt der Sohlstollen sodann dieselben grauen, tonigen Kalksteine, welche über den gipsführenden Schichten im Süden der Verwerfung lagern. Dieselben verflächen hier unter Winkeln von 45 bis 50° in Nord und bilden somit den antiklinalen Gegenflügel zu den bei Stollenmeter 462 nach Süd einfallenden kalkigen Schichten. Es geht aus den hier vorgeführten Aufschlußdetails weiterhin klar hervor, daß die zwischen 462 und 485 durchörterten gips- und anhydritführenden Schichten, welche von der Verwerfungskluft bei 477 steil nach Nord und Süd abfallen, einem antiklinal emporgepreßten, älteren Schichtenglied entsprechen, und zwar der durch reiche Gipsführung charakterisierten Grenzzone zwischen den unteren und oberen Werfener Schichten, wie wir sie bereits früher zwischen Stollenmeter 190 und 220 kennen zu lernen Gelegenheit hatten. Diese Auffassung der Lagerungsverhältnisse wird auch durch den Umstand unterstützt, daß die bunten, tonigen Gesteine dieser Zone nur in der Sohle des Stollens in größerer Breite aufgeschlossen worden sind, nach der Firste hin, also in der Richtung gegen den Scheitel des gestörten Schichtenaufbruches, rasch an Mächtigkeit abnahmen.

Es darf hier nicht unerwähnt bleiben, daß Gips und Anhydrit auch in den grauen Kalken, welche als Dach des Schiefersattels nach Nord und Süd abfallen, ein häufiges und stellenweise recht auffallend entwickeltes Vorkommen bilden. Es sind diese Mineralbildungen also nicht auf ein bestimmtes Niveau der Werfener Schichten in der Weise beschränkt, daß das Vorkommen von Gips allein schon zur Horizontierung der Schichten verwendet werden könnte. Sicher ist nur, daß Lagermassen von größerer, etwa als »abbauwürdig« zu bezeichnender Mächtigkeit ausschließlich im Grenzniveau zwischen den Schiefer-Sandsteinbildungen der unteren und den kalkig dolomitischen Ablagerungen der oberen Werfener Schichten durchschnitten worden sind.

Stollenmeter 502 bis 610 (108 *m*). Zweiter Aufbruch von roten Schiefern und Sandsteinen der unteren Werfener Schichten mit gipsführenden Schiefertonen im Hangenden.

Bei Stollenmeter 502 schneidet der kalkige Schichtkomplex der oberen Werfener Schichten an einer steil in Nord einschießenden Verwerfung gegen eine neue Folge von bunten Schiefergesteinen ab. Die Schiefer verflächen der Verwerfung konkordant sich anschmiegend mit 65° in Nord. Es sind zunächst dieselben dunklen Schiefertone mit Gipslinsen, welche bei Stollenmeter 485 das Liegende der Kalkzone bilden und wie sie bei Stollenmeter 272 zu beobachten waren. Bei Stollenmeter 506 schaltet sich in diese dunklen Schiefer eine 6 bis 8 *cm* mächtige Lage von mürbem Anthracit ein. Darüber folgen abwechselnd grün und rot gefärbte sandige Schiefer, welche von Stollenmeter 520 ab mit großer Regelmäßigkeit unter

40 bis 50° in Nord einfallen. Bei Stollenmeter 540 schalten sich in die vorwiegend roten sandigen Schichten grünlichgraue Schiefertone mit Gipslamellen ein; dieselben verflächen mit 80° in Nord. Von 546 bis 554 folgen dann in derselben steilen Aufrichtung schwarze Schiefertone mit Lagen von dunkelgrauem Anhydrit und daran anschließend bis zu Stollenmeter 560 eine vollkommen senkrecht stehende Zone von solchen schwarzen Schiefertonen mit dünnen Zwischenschichten von grellroter Färbung. Auch diese Schichten sind reich an Gips.

Bei Stollenmeter 560 fährt der Sohlstollen wieder eine 4 *m* mächtige Bank von dunklem Anhydrit an, die mit 45° in NW einfällt. 5 bis 6 *cm* breite Bänder von weißem Gips setzen, an untergeordneten Verwerfungen abgestuft, senkrecht auf die Verflächungsrichtung durch. Im Hangenden des Anhydrits lagern wieder dickschichtige, tonige Schiefergesteine von roter und grüner Färbung mit rosaroten Gipslamellen, mit 60° in Nord einschießend. Von Stollenmeter 566 bis 580 durchquert man neuerdings dunkle bis schwarze Schiefertone, die durch rote und weiße Gipslagen zierlich gebändert sind. Von 580 bis 590 zeigen diese Schichten an der rechten Ulme außerordentlich komplizierte, gekröseförmige Windungen und Verbiegungen, fallen aber von 590 ab wieder ebenflächig mit 70° in N20W. In diesem Tunnelabschnitt stellen sich wieder grellrote Schiefer ein, welche von 595 ab mit grauen dickschichtigen Mergeln mit reicher Gipsführung wechseln.

Das bei Stollenmeter 590 zu beobachtende steile Einfallen nach Nord reicht bis zu Stollenmeter 610, wo sich die Schichten bis zu 90° aufrichten und zugleich mit einem senkrechten Verwurf gegen die nun folgende kalkig dolomitische Gesteinsentwicklung abschneiden.

In dem 108 *m* langen Tunnelabschnitte, welchen ich soeben auf Grund meiner Befahrungsnotizen geschildert habe, repräsentieren die ersten 40 *m* die typische Entwicklung der unteren Werfener Schichten, wie wir sie in dem nach Süd überkippten Schichtenaufbruch zwischen Stollenmeter 220 und 370 kennen gelernt haben. Von Stollenmeter 540 nach Süd treten die sandig glimmerigen Schichten zurück und an ihrer Stelle erscheinen weiche Schiefertone mit Einlagerungen von Gips und Anhydrit. Der Übergang ist ein allmähliger und vollzieht sich zwischen Stollenmeter 540 und 545. Die Färbung dieses höheren gipsreichen Niveaus ist zwar noch immer eine bunte, es überwiegen aber in dem feiner geschlämmten, tonreicheren Schichtenmateriale weitaus die dunklen Gesteinsabänderungen und die bunten Zwischenschichten sind nicht Sandsteine, sondern weiche, glimmerarme Schiefertone. Ich halte diese Schichtabteilung, welche der Tunnel auf eine Länge von beiläufig 68 *m* durchfährt, für ein Äquivalent der gipsreichen Grenzbildungen zwischen den unteren und oberen Werfener Schichten, von welchen schon oben die Rede war. In der Tat folgen auch hier, wie der weitere Stollenvortrieb gelehrt hat, im Hangenden der Gips-Anhydritzone die kalkig-dolomitischen Schichtglieder der oberen Werfener Schiefer.

Stollenmeter 610 bis 820 (210 *m*). Kalke und Dolomite der oberen Werfener Schichten mit dem anisischen Grenzdolomit im Hangenden.

Die Gesteine, welche bei Stollenmeter 610 die neue Schichtfolge eröffnen, sind dünnbankige, mergelige Kalke mit dunkleren tonigen Zwischenlagen. Dieselben fallen von der Verwerfungskluft, beziehungsweise von den senkrecht aufgerichteten gipsführenden Schiefern, mit 30° in Nord ab. Bei Stollenmeter 618 erhebt sich der Neigungswinkel der Schichten auf 45°. Hier schaltet sich eine 0·6 *m* mächtige Bank von rein weißem, zuckerkörnigen Gips ein. Die schiefrigen Zwischenmittel der lichten, häufig durch Gipslamellen gebänderten Kalke sind vielfach stark verdrückt und mit glänzenden Rutschspiegeln durchsetzt.

Bei Stollenmeter 620 folgen über diesem senkrecht auf das Streichen durchfahrenen, gebänderten Schichtkomplex einige massige Kalksteinbänke, darüber aber undeutlich gegliederter Dolomit mit fettglänzenden Spaltflächen. Der dolomitische Gesteinskörper ist von zahlreichen Kluftflächen durchsetzt, welche mit 60° in Ost einschießen. Der Stollen bewegt sich eine geraume Zeit im Streichen dieser Klüfte, aber wie man deutlich beobachten kann, durch nördlich einfallende Gesteinsbänke. Bei Stollenmeter 640

ist der Dolomit von Gipslassen durchzogen und es stellt sich reichlicher Wasserzufluß ein. Von allen Seiten dringt das Wasser unter starkem Druck und lebhaftem Brausen aus den Gebirgsspalten hervor. An diesem Punkte beobachtet man auch das erste Mal einen Wechsel in dem Verflächen der Schichten. Die bisher durchaus in Nord geneigten Schichten zeigen bei Stollenmeter 640 ein Einfallen in SSW. Bei Stollenmeter 684·7 las ich vor Ort ein Verflächen von 40° in S 45 W ab. Die Dolomite biegen also hier zu muldiger Lagerung auf.

Das dolomitische Gestein hält mit gleichem Charakter bis zu Stollenmeter 700 an. Dort tauchen plötzlich jenseits einer in Nord einschießenden Verwerfungskluft dünnbankige graue Kalke mit schwarzen Schiefertonblättern empor, derselbe gebänderte Schichtkomplex, welcher bei Stollenmeter 620 die Basis der Dolomite bildet. Diese dunkel gebänderten Kalkschichten reichen bis zu Stollenmeter 710, sind also nur auf eine Erstreckung von 10 *m* aufgeschlossen; sie verflächen mit 45° in Nord. Bei Stollenmeter 710 tritt man wieder in hellgraue, klüftige Dolomite, welche anfangs, konkordant mit ihrer Unterlage in Nord verflächen, dann aber ein zweites Mal zu muldiger Lagerung aufbiegen und wieder in Süd einfallen.

Die mit zahlreichen Rutschspiegeln durchsetzten gebänderten Kalkschichten zwischen Stollenmeter 700 und 710 stellen somit den steil emporgepreßten Scheitel eines unter dem Dolomit lagernden Gesteinshorizontes dar und lassen darauf schließen, daß wir uns in dieser Tunnelstrecke in einem sehr tiefen Niveau des Hangenddolomits befinden. Damit stimmt auch der Umstand überein, daß sich beiderseits des geschilderten Antiklinalaufbruches in die Dolomite selbst noch Lagermassen von Gips und Anhydrit einschalten. Eine mächtige Linse von weißem Gips mit blaugrauen Anhydritaugen wurde südlich der Aufbruchszone bei Stollenmeter 665 durchfahren; sie liegt im Nordflügel der kleinen Dolomitmulde und zeigt ein Verflächen von 50° in Süd. Das zweite Vorkommen besteht aus Bänken von feinkörnigem Alabastergips, welche der Vollausbruch bei Stollenmeter 745 bloßgelegt hat. Dieselben bilden eine Einlagerung in nördlich verflächendem Dolomit und somit den antiklinalen Gegenflügel des Gipslagers im Süden der Aufbruchsregion.

Bei Stollenmeter 760 herrscht in den Dolomiten schwebende Lagerung. Das Gestein wird von zahlreichen Klüften durchsetzt und weist häufig einen grobspatigen Bruch mit eigentümlich schimmernden Spaltflächen auf. Die analytische Untersuchung einer Gesteinsprobe aus diesem Abschnitt des Sohlstollens, welche Herr Regierungsrat C. v. John auf meine Bitte vornahm, ergab 25% kohlensaure Magnesia.

Bei Stollenmeter 770 wird die Schichtung des Gesteines durch Einschaltung dünner, tonreicherer Zwischenlagen besonders deutlich, die Bänke verflächen mit 35° in Süd. Durch diese Beobachtungsdaten erscheint die Region der Muldenmitte klar umschrieben.

Das südliche Verflächen hält bis zum Nordrande der dolomitischen Gesteinszone an, der Einfallswinkel wird jedoch allmählich steiler. Bei Stollenmeter 807, wo sich abermals graue tonige Lassen zwischen die Dolomitbänke einschieben, lese ich ein Verflächen von 45° in SW ab und diesen Neigungswinkel behalten die Dolomite bis zu Stollenmeter 830 bei.

Wir erhalten somit im Bereiche der von Stollenmeter 610 bis 830 durchfahrenen Dolomitregion das Bild einer Doppelmulde. Der trennende Aufbruch älterer Schichten setzt bei Stollenmeter 700, also nahe der Mitte dieser Zone dolomitischer Gesteine, ein. Die normalerweise an der Basis des Dolomits lagernde kalkige Schichtgruppe greift hier an einer steil nach Nord einfallenden Überschiebungsfläche über das jüngere Schichtglied über, wird aber selbst wieder regelmäßig von diesem überlagert. Diese Lagerung wird nur unter der Annahme eines nach Süd überschobenen Schichtenaufbruches verständlich. Die Überschiebung hat jedoch nur den Scheitel der Antiklinale betroffen und deren Südflügel nicht mehr überwältigt, denn die Dolomitbänke südlich von der Überschiebungsfläche fallen nicht, wie bei einer vollständigen Überschiebung erwartet werden müßte, unter dieselbe nach Nord ein, sondern verflächen, wie wir gesehen haben, mit 45° in entgegengesetzter Richtung. Sie bilden den Südrand der Dolomitmulde, welche dem gestörten Schichtenaufbruch gegen den Tunnelausgang hin vorliegt.

Es ist schon oben darauf hingewiesen worden, daß sich der Sohlstollen hier zweifellos in einem sehr tiefen Niveau des Dolomithorizontes befindet. Damit steht auch die Wasserführung dieser Tunnelstrecke in bestem Einklang. Dieselbe stammt einerseits aus den Gebirgswässern, welche sich an der wasserundurchlässigen Schichtenbasis des Dolomithorizontes aufstauen müssen, andrerseits aus den vom Tage her unmittelbar zusitzenden Niederschlagsmengen. Denn es unterliegt keinem Zweifel, daß die Dolomite als das jüngste Glied der hier durchörterten Schichtfolge an die Gebirgsoberfläche ausstreichen, wo sie nur durch einen die Niederschläge sammelnden Schuttmantel gedeckt werden. Der stärkste Wasserzudrang ergab sich in der Strecke zwischen 650 und 720. Es ist das die Region zu beiden Seiten des oben geschilderten Schichtenaufbruches, in welcher sich der Stollen nahe über der wasserstauenden Basis bewegt. Da diese Strecke außerdem in den regenreichen Monaten August und September des Jahres 1902 aufgefahren wurde, so trafen hier beide den Wasserzufluß begünstigenden Faktoren zusammen.

Stollenmeter 820 bis 960 (140 *m*). Vorwiegend kalkige Entwicklung der oberen Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen.

Bei Stollenmeter 820 tauchen unter dem lichten Dolomit dunkle kalkige Gesteine empor, welche konkordant mit diesem unter 50° in SW einfallen. Es sind das jene dunklen, gewöhnlich mit Calcit durchaderten, feinkörnigen Kalksteinvarietäten, welche in den Karawanken überall mit den bunten, oolithischen Kalken der Werfener Schichten verknüpft sind. Schon bei Stollenmeter 830 setzt in diesen Schichten eine steil nach Nord einschießende Verwerfung ein, jenseits welcher diese Kalke nördliches Verflächen zeigen. Im Vollausbruch für den Ring 109 lese ich (bei Stollenmeter 845) an den nordfallenden Gesteinsbänken einen Neigungswinkel von 30° ab. Die schwarzen, weißaderigen Kalke alternieren hier mit dunkelgrauen harten Dolomitmergeln und Lagen von grellrotem Schieferton. Ab und zu schaltet sich eine Gipsbank ein.

Rote Schieferlassen wurden übrigens im Sohlstollen schon bei 833, also in dem steiler gestellten Südflügel der Antiklinale angefahren. Auch hier waren sie von Gipslagen begleitet.

Bei Stollenmeter 863 und 869 wiederholen sich diese durch ihre Farbe so auffallenden Zwischenschichten. Hier wechsellagern sie mit den gelben und grünlichgrauen, harten, dickplattigen Gesteinen, die wir oben kurz als Dolomitmergel bezeichnet haben und die selbst wieder mit etwas sandigen, glimmerführenden Lagen verknüpft sind. Diese letzteren lassen auf den mit Glimmerblättchen belegten Spaltflächen häufig verzerrte Abdrücke von Bivalven erkennen, und zwar Reste von gerippten Pecten- und glatten Pseudomonotisschalen. Gesteinsausbildung und Fossilführung weisen auf ein ganz bestimmtes Niveau der Werfener Schichten hin: Es sind das jene ausgezeichnet plattigen, grünlichgrauen, glimmerigen Gesteine, welche im Kankertal und an der Wurzener Save überall in den oberen Werfener Schichten in Verbindung mit braunen Oolithen und grauen und rötlichen Dolomitbänken auftreten. Nächst dem Karlstollen (Heiligenkreuz bei Aßling) fand ich in diesen Schichten Tiroliten und die flachen Pseudomonotisklappen mit großem Byssusohr aus der Gruppe der *Ps. angulosa*, die immer mit den Cephalopoden der oberen Werfener Schichten vergesellschaftet sind.

Diese Horizontierung findet auch im Sohlstollen selbst eine Bestätigung. Schon bei Stollenmeter 871 erscheint im Hangenden dieser plattigen Gesteine ein dunkler dickbankiger Kalkstein, welcher mit den zierlichen Schälchen von *Holopella*, der Charakterschnecke der Werfener Oolithe erfüllt ist. Schliffe des Gesteins zeigen deutlich die Oolithstruktur. Die braunen Oolithbänke der Tagaufschlüsse, die nur ein Verwitterungsstadium dieser dunklen Kalksteinbildungen darstellen, fehlen im Tunnelaufschluß.

Der hier geschilderte Schichtenverband fällt von Stollenmeter 830 bis 855 mit durchschnittlich 30° in Nord ein; zwischen 855 und 865 sind sie bis zu 80° aufgerichtet, von 865 bis 885 sinkt der Fallwinkel wieder unter 40° hinab.

Bei Stollenmeter 885 schneidet die oolithische Kalkzone an einer Verwerfung ab; jenseits derselben folgen in sehr flacher Lagerung dünnbankig gegliederte dichte Kalksteine mit Zwischenlagen von

dunklerem, blättrigem Schieferton und linsenförmig an- und abschwellenden Schnüren von Anhydrit und Gips. Stärkere Lager von milchweißem, kantendurchscheinendem oder dunkelgrauem, durch Ton verunreinigtem Anhydrit sowie solche von weißem, feinkörnigem Gips hat der Stollen bei 908 und 909 aufgeschlossen. Kalk und Gips sind an diesen Stellen reichlich mit Schwefelkies imprägniert. Aus der Gipsbank bei Stollenmeter 908 wurden Belegstücke aufbewahrt, in welchen ganze Krystallgruppen von Pyrit in weißem, feinkörnigem Gips eingebacken erscheinen, wahre Breccien von Gips und Schwefelkies. In dieser Region setzen Steilklüfte auf, welche bei OW-Streichen mit 80° in Süd einschießen.

Bei Stollenmeter 915 werden diese gipsführenden Gesteinsbänke durch eine Verwerfung disloziert. Von Süd her fallen die Schichten in flacher Lagerung (durchschnittlich 30°) in Nord gegen die Verwerfung ein, nördlich von der Verwerfung sind sie dagegen zu steilen (70°) Nordfallen aufgerichtet. Weiter nach Nord sinkt der Fallwinkel wieder auf 45° herab und mit dieser Schichtenneigung erreicht man bei Stollenmeter 960 die Nordgrenze dieser Gesteinszone. Dunkelbraune, etwas bituminöse Mergelkalke mit dünnen, tonigen Zwischenschichten, reichlich mit Rutsch- und Gleitflächen durchsetzt, tauchen hier steil unter helle, klüftige Dolomite hinab, unter denselben Dolomithorizont, welcher bei Stollenmeter 820 das Hangende dieser Gesteinszone gebildet hat.

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser in 140 *m* Länge durchfahrenen Aufbruchszone der oberen Werfener Schichten sind nicht schwer zu deuten. Der Stollen tritt bei 820 in den steilen Südflügel einer Antiklinale ein, verquert schon bei 830 die gestörte Scheitelregion und gelangt sodann in den flacher gelagerten Nordflügel der Schichtenaufwölbung, der sich an mehreren parallelen Dislokationen nach Nord hin abstuft, um endlich bei Stollenmeter 960 wieder mit steiler Schichtstellung unter die Hangenddolomite hinabzutauchen.

Stollenmeter 960 bis 1025 (65 *m*). Zweite Mulde von anisischem Grenzdolomit.

Die Dolomitzone, welche von Stollenmeter 960 ab auf eine Länge von 65 *m* durchfahren wird, baut sich aus denselben Gesteinen auf, welche in den vorher durchörterten Tunnelstrecken über der kalkigen Abteilung der oberen Werfener Schichten lagern. Es sind helle bis dunkel rauchgraue, klüftige Dolomite mit schimmernden Spaltflächen, hie und da mit Harnischbildungen und jener eigentümlichen Breccienstruktur, welche sich in Regionen stärkeren Gebirgsdruckes einzustellen pflegt. Nicht selten ziehen graue tonige Lassen durch das Gestein, welche auf tonreichere Zwischenschichten zurückzuführen sind. In den Grenzregionen gegen die Liegendbildungen einerseits bei Stollenmeter 979, andrerseits bei Stollenmeter 1018 treten im Dolomit Adern und Schnüre von Gips auf. Über die Lagerung ist bei der massigen Struktur des Dolomites und der beschränkten Ausdehnung des Stollenaufschlusses kein klares Bild zu gewinnen. Die Verhältnisse an den Rändern der dolomitischen Gesteinszone weisen jedoch darauf hin, daß man sich im Sockel einer die oberen Werfener Schichten muldig überlagernden Dolomitmasse bewegt.

Stollenmeter 1025 bis 1096 (71 *m*). Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten mit Holopellen-Oolithen.

Bei Stollenmeter 1025 taucht unter dem Dolomit mit welliger, aber steil in die Tiefe setzender Begrenzungsfläche eine Lage von grauem Ton empor, in welchen Linsen von dunkel gesprenkelten Gips-Anhydritbreccien eingebettet sind. Im Liegenden dieser gipsführenden Zone folgen dickplattige bituminöse Kalksteine von bräunlicher Färbung mit schwarzen, tonigen Zwischenschichten. Kalk und Schiefer sind in enge Steilfalten zusammengepreßt, Rutsch- und Druckflächen, deren Entstehung durch die weichen Schiefermittel zwischen den harten Kalksteinschichten besonders begünstigt wird, geben Zeugnis von dem hier herrschenden Gebirgsdruck. Zwischen 1034 und 1038 lagert in diesen stark gestörten Schichten eine mächtigere Linse von dunkelgrauem, durch Ton verunreinigtem Anhydrit. Reinere Anhydrite von heller Farbe und weiße Gipsbänke wurden bei 1052 angefahren. Bei Stollenmeter 1060 folgen dichte dolomitische Gesteinslagen von gelblichgrauer Färbung; sie sind dünner geschichtet und durch weiße

Gipslamellen im Querbruch zierlich gebändert. Bei 1067 gelangt der Stollen wieder in dunkle Kalkbänke mit schwarzen, schiefrigen Zwischenmitteln. Das zu blättrig schuppigen Gesteinsschutt zerfallende schwarze Schiefermaterial ähnelt bereits auffallend den dunklen Schiefertonen des Obercarbons. Die Schichten sind aber noch reich an Gips und Anhydrit. In ihrem Liegenden wird bei Stollenmeter 1075 hellgrauer dolomitischer Kalkstein angefahren. Das von weißen Gipsadern durchzogene scharfklüftige Gestein gleicht vollständig den lichten Dolomitabänderungen, welche den Aufbruch dunkler Kalke der oberen Werfener Schichten zwischen 700 und 710 beiderseits flankieren. In der Tat kommen auch hier wieder im Liegenden des Dolomits jene gut gebankten, dunklen, weißgeaderten Kalke zum Vorschein, welche wir in einem südlicheren Tunnelabschnitt (zwischen Stollenmeter 871 und 885) als Begleitgesteine der Holopellen-Oolithe kennen gelernt haben. Sie reichen bis Stollenmeter 1095, wo der Sohlstollen in den Südrand der obercarbonischen Schichtenreihe eintritt. Diese tiefsten Lagen der untertriadischen Schichtfolge sind im Gegensatze zu dem bisher durchörterten Teile dieses Schichtenkomplexes anscheinend ruhig gelagert. Sie fallen in schön gegliederten Bänken mit 30° in Süd unter die in komplizierte Steilfalten gelegte, durch Gips- und Anhydriteinschaltungen auffällig charakterisierte Vorlage hinein.

Es ist schon nach den stratigraphischen Ergebnissen des Tunnelprofils selbst klar, daß die zwischen 1025 und 1095 durchörterte Gesteinsfolge einer höheren Abteilung der gesamten Serie der Werfener Schichten angehört, jenem Niveau, das allenthalben das unmittelbar Liegende des Dolomithorizontes bildet, mit dem die Triasschichtfolge in der südlichen Vorlage des großen Carbonaufbruches nach oben abschließt. Von einer normalen Auflagerung kann also hier nicht die Rede sein. Es fehlt die bunte Schichtfolge der unteren Abteilung der Werfener Schichten, es fehlt das Perm und es fehlen auch die auf der Höhe des Gebirges zwischen den typischen Permschichten und dem Obercarbon eingeschalteten mächtigen Riffkalkbildungen des Permocarbons. Die Grenze zwischen Carbon und Trias fällt also zweifellos mit einer Störung im Bau des Gebirges zusammen.

Auch der Vollausbruch ergab das Bild eines stark gestörten Schichtenbaues. Im vierten Ring des zweiten Kilometers, welcher die Schichtfolge in unmittelbarem Anschluß an die anhydritführende Gesteinszone von Stollenmeter 1034 bloßlegte, sah man zunächst steil aufgerichtete, bald nach Nord, bald nach Süd einschießende Kalkbänke, an welche sich an dem Nordrande des Vollausbruches ganz unvermittelt eine flache Schichtenwölbung, das Modell einer symmetrischen Antiklinale, angliederte. Bei Stollenmeter 1057 wechseln sodann horizontal gelagerte Kalksteinbänke sprunghaft mit steilen Auffaltungen. Bei 1065 entblößt der Vollausbruch Dolomite mit sandig zerfallenden mürben Zwischenlagen, welche mit 65° in Süd verflächen. Darunter folgen mit gleich steiler Aufrichtung die dunklen weißaderigen Kalksteine der Grenzregion gegen das Carbon. Dieselben bilden zunächst einen Sattel, dessen Nordflügel sehr steil gegen das Innere des Gebirges hin einschießt. Unter Vermittlung einer schiefen Mulde heben sich diese Kalkbänke sodann bei Stollenmeter 1078 zu flachem Südfallen heraus und behalten diese Lagerung bis zu Stollenmeter 1096, der Grenze zwischen Trias und Carbon, bei (vgl. Fig. 18).

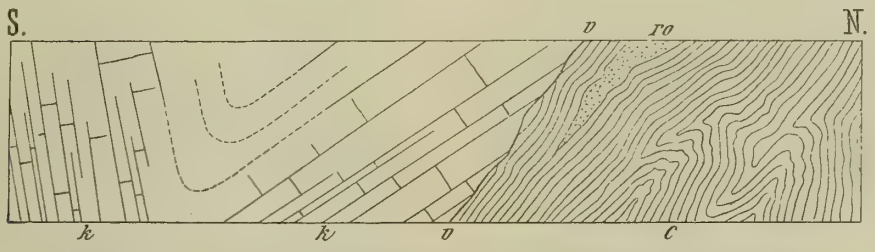
Der abnorme Charakter der Formationsgrenze wird aber noch durch ein anderes Aufschlußdetail erläutert. An der Grenze selbst hat der Sohlstollen einen Streifen von roten, sandigen Schiefern bloßgelegt, die zweifellos noch der triadischen Schichtreihe angehören. Es sind das dieselben grellroten, mit Säure lebhaft brausenden, kalkig-tonigen Schiefergebilde, welche zwischen Stollenmeter 830 und 870 wiederholt mit den Kalksteinen und gipsführenden Schiefertonen der oberen Werfener Schichten wechsellagern. Hier sind dieselben jedoch vollständig aus dem Verbande mit den Triasgesteinen losgelöst; sie bilden einen schon in der halben Höhe des Stollenaufschlusses ausstreichenden Gesteinskeil (vgl. Fig. 18), welcher parallel der Verwerfungsfläche in den dunklen Carbonschiefer eingebettet ist. Es handelt sich hier offenbar um eine schiefrige Gesteinslage, welche beim Absinken des triadischen Schichtkomplexes an der Verwerfungsebene aufgeschleppt und durch eine weitere Schichtenverschiebung in die weichen Carbonschiefer hineingepreßt worden ist.

Stollenmeter 1096 bis 3008 (1912 *m*). Der große Aufbruch obercarbonischer Schichten (Auerniggschichten) an der Südseite der Karawanken.

Die Grenze zwischen Trias und Carbon wurde in der Sohle des Sohlstollens bei 1096, 9 *m* höher im Firststollen bei 1101 angefahren. Es ergibt sich daraus, daß die Ebene, in welcher sich die beiden Formationen in der Durchgangsregion des Tunnels verschneiden, unter einem Winkel von 60° nach Süd abdacht. Damit stimmt auch das Anfschlußbild überein, das sich im Sohlstollen dargeboten hat und das in Fig. 18 nach den Entblößungen an der westlichen Stollenwand skizziert wurde.

Die Gesteinsgrenze ist eine sehr scharfe und auffällige. Im Hangenden der mit *v* bezeichneten Störungslinie sieht man die dunklen, gipsführenden Kalksteine der oberen Werfener Schichten *k* in schön gegliederten Bänken mit 30° in Süd abfallen, im Liegenden dagegen taucht ein in enge Steilfalten zusammengepreßter Komplex von schwarzen Carbonschiefern *c* empor, deren schuppig-blättrig zerfallendes Schichtenmaterial sich eng an die Verwerfung anschmiegt. An der Verwerfungskluft selbst zieht sich vom First ein schmaler Sporn von rotem, sandigem Schiefer *ro* in den Sohlstollen hinein. Er endet schon in der oberen Hälfte der Stollenwand und wird in seinem Ausgehenden vollständig von carbonischem Schiefermaterial umschlossen. Wir haben diese verschleppte Schicht von rotem Werfener Schiefer schon oben (p. 74 [216]) näher besprochen.

Fig. 18.



Südgrenze der obercarbonischen Schichten im Sohlstollen bei Stm. 1096.

c = Obercarbonische Schiefer.
v—*v* = Verwurf.
k = Kalkige Bänke der oberen Werfener Schichten.
ro = Eingeklemmte Scholle von rotem, schieferigem Sandstein im Carbon.

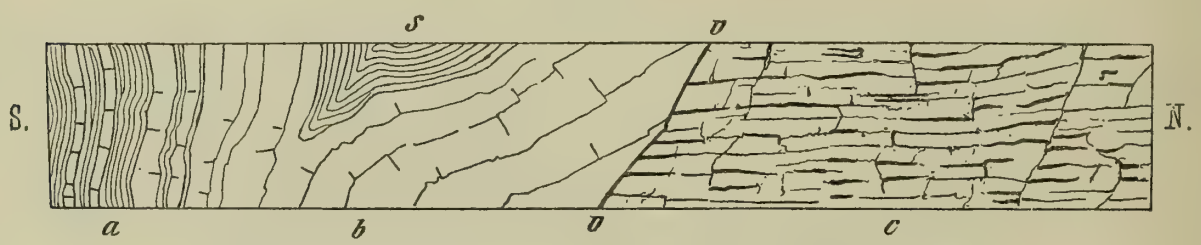
In die stark zerknitterten und gefältelten Carbonschiefer schalten sich zwischen Stollenmeter 1100 und 1105 dünnere Lagen von hellerem quarzigen Sandstein ein, welche N20O streichen und mit 45° in Süd einfallen. Dann stellen sich die Schichten steiler auf und umschließen zwischen 1111 und 1115 die ersten Bänke von dunkelgrauem bis schwarzem, mit weißem Calcit durchäderten Kohlenkalk. Das Gestein ist erfüllt von großen Crinoidenstielen. Nördlich von dieser Kalkzone tritt man wieder in schwarze, von Rutsch- und Gleitflächen durchsetzte Schiefertone, in welchen nur zwischen Stollenmeter 1125 und 1135 Einschaltungen von helleren, quarzreichen Sandsteinen zu beobachten sind. Die Schichten fallen noch immer steil in Süd, erst von Stollenmeter 1150 ab stellt sich steiles Verflächen nach der entgegengesetzten Richtung ein.

Von Stollenmeter 1150 bis 1430 bewegt sich der Sohlstollen ausschließlich in nördlich fallenden Schichten mit einem Fallwinkel von durchschnittlich 60°. In bezug auf die Beschaffenheit des Schichtenmateriales entnehme ich meinen Befahrungsnotizen folgende Daten: An die druckhaften von Rutschspiegeln durchsetzten Schiefertone, welche von 1135 bis 1150 durchörtert wurden, schließt sich zunächst ein fester gefügter Schichtenverband an, in welchem die schiefrigen Bildungen mit harten dickplattigen Sandsteinschichten in Wechsellagerung treten. Diese günstigere Gesteinsbeschaffenheit reicht bis Stollenmeter 1200. Von 1200 bis 1240 verläuft der Sohlstollen wieder in schwarzen Schiefertonen, welche in kleine, ringsum von Rutschspiegeln begrenzte Scherben und Linsen zerfallen und die somit eine sehr »gebräche« Gebirgsart darstellen. Es zeigten sich auch in diesem Abschnitte des Tunnels schon einige Wochen nach Auffahrung der Strecke starker Druck, Blähungen und Sohlenauftrieb.

Von 1240 bis 1315 alternieren die dunklen Schiefertone wieder lebhaft mit Bänken von hellgrauen, harten, glimmerreichen Quarzsandsteinen, die den Schichtenverband zuverlässiger gestalten. Bei 1315 wird die erste Lagermasse der für die obercarbonische Schichtreihe charakteristischen groben Quarzkonglomerate angefahren. Nuß- bis eigroße Gerölle von weißem Quarz sind einer dunklen, sandig glimmerigen, meist deutlich flaserig struierten Grundmasse eingebettet; die Quarze haben durchwegs typische Geröllform. Zwischen die massigen Konglomeratbänke schalten sich dünnblättrige Schieferlagen ein. Die in N20W streichenden Gesteinsbänke schießen mit 80° in Nord ein. Von Stollenmeter 1317 ab geht das Quarzkonglomerat in grobklastische, rauchgraue Quarzsandsteine über, die ebenfalls durch schwarze Schieferzwischenmittel gegliedert sind und mit 60° in Nord einfallen. Diese Sandsteinentwicklung reicht bis Stollenmeter 1323.

Von 1323 bis 1442 verquert der Sohlstollen einen Wechsel von Schiefer und Sandstein, der an zwei Stellen durch Einschaltungen von hellem Quarzkonglomerat unterbrochen wird. Die erste Einschaltung wurde zwischen 1350 und 1377 in einer Breite von 27 *m* durchfahren, die zweite zwischen 1415 und 1427 in einer Mächtigkeit von nur 12 *m*. Im Hangenden der erstgenannten Lagermasse von Quarzkonglomerat durchschneidet der Stollen (zwischen 1381 und 1384) eine 3 *m* starke Bank von grauem, dichtem Kalkstein. Der gesamte Schichtenverband verflächt gleichmäßig mit 60° in Nord, richtet sich

Fig. 19.



Schichtstellung und Gesteinswechsel im Obercarbon des Südstollens bei Stm. 1512.

a = Lebhafter Wechsel von dunklen Schiefertonen mit hellen Sandsteinlagen, 80° in Süd verflächend.
b = Mächtigere Sandsteinbänke mit einem eingefalteten Keil von schwarzen Carbonschiefern *(s)*.
v—v = Verwurf bei Stm. 1512.
c = Horizontal gelagerte Sandsteinbänke mit dunklen schiefrigen Zwischenschichten.

aber von Stollenmeter 1430 ab noch steiler auf. Bei 1442 stehen die mit ebenflächigen Schiefertonen alternierenden Sandsteinplatten völlig senkrecht und schneiden hier scharf an stark gequälten und verdrückten Schiefern ab, welche nun bis zu Stollenmeter 1493 das herrschende Gestein bilden. Nur vereinzelt schalten sich dünne, sandig-glimmerige Zwischenschichten ein.

Innerhalb dieser von 1442 bis 1493 reichenden Zone von dunklen, durch reichlichen Bitumengehalt ausgezeichneten Schiefergesteinen macht sich das erste Mal flachere bis söhlige Lagerung bemerkbar, welche aber an senkrecht niedersetzenden Parallelverwürfen immer wieder von steil aufgestauten, mannigfach verbogenen und zerknitterten Schieferpartien abgelöst wird. Bei Stollenmeter 1493 tritt der Sohlstollen aus einer solchen steil aufgefalteten Partie von dunklen Kohlenschiefern unvermittelt in helle Quarzkonglomerate ein, die selbst wieder in flachliegende, durch dünne Schieferlamellen getrennte Bänke gegliedert sind. Die Konglomeratbänke sind anfangs flach in Nord geneigt, liegen dann horizontal, um sich endlich weiterhin zu steilem Südverflächen aufzurichten. Unter diesem synklinal gelagerten Konglomeratniveau folgt in der Richtung des Stollenvortriebes zunächst ein Wechsel von grobkörnigen Sandsteinen mit dunklen Schiefertonen (*a, b, s* in Fig. 19), dann bei Stollenmeter 1512 ein scharfer Verwurf und jenseits desselben vollkommen horizontal gelagerte Sandsteine mit Schieferzwischenmitteln. An der linken Ulme bot sich im Sohlstollen das vorstehend skizzierte Aufschlußbild.

Stollenmeter 1512 bezeichnet den Beginn einer zweiten, durch flache Lagerung ausgezeichneten Zone von carbonischen Schiefern und Sandsteinen, welche bis zu Stollenmeter 1599, also auf eine

Aufschlußlänge von 87 *m* anhält. Bei Stollenmeter 1553 schalten sich in diese flachwellig gelagerten carbonischen Schiefer Linsen von dunklem, tonigem Kalkstein ein.

Bei Stollenmeter 1599 schließt diese Gesteinszone mit einer mächtigeren Lagermasse von Fusulinenkalk ab. An der Basis verflächt das auf 14 *m* Länge aufgeschlossene Kalklager mit 40 bis 45° in Nord, nach dem Hangenden hin richten sich jedoch die Kalkbänke bis zu 60° auf und diese steilere Schichtenstellung herrscht auch in den dunklen Carbonschiefern, welche im Hangenden dieser Fusulinenkalkeinlagerung folgen. Bei Stollenmeter 1620 stehen die mit festeren Sandsteinbänken wechselnden dunklen Schiefertone bereits vollkommen senkrecht und von Stollenmeter 1629 ab beobachtet man steil in Süd, also in entgegengesetzter Richtung einfallende Gesteinsbänke. Man erhält das Bild einer eng zusammengepreßten Steilmulde, deren Mitte etwa bei Stollenmeter 1622 liegt. In der Muldenmitte sind Schiefer und Sandstein in enge Falten gelegt, deren Verlauf sich infolge des Farbenkontrastes zwischen dem dunklen

Fig. 20.

Kohlenschiefer und Quarzsandstein in gekröseförmig gewundenen Schichten. Stm. 1640, linke Ulme.

Skizze von Ing. R. Franz.

Fig. 21.

Verknetungen von Quarzsandstein und Kohlenschiefer mit Quarzkonglomerat bei Stm. 1712.
Nach einer Zeichnung von Ing. R. Franz.

Die scharfeckig umschriebenen lichten Partien sind die harten massigen Quarzkonglomerate, die Reste einer zerstückten und in ihren Teilen verschobenen Bank. Die grauen Partien mit Andeutungen von Schichtlinien sind dickbankiger feinkörniger Quarzsandstein, die dunklen repräsentieren das plastische Material des Kohlenschiefers.

Kohlenschiefer und den hellen Quarzsandsteinlamellen vollkommen klar verfolgen läßt. Fig. 20 gibt das Bild eines steil aufgepreßten Faltenscheitels aus dieser Region (Stollenmeter 1640) auf Grund einer naturgetreuen Zeichnung, die Herr Ingenieur R. Franz entworfen hat.

Der durch reichliche Sandsteineinlagerungen charakterisierte Komplex südlich verflächender Carbonschiefer wird bei Stollenmeter 1679 von gut gebankten Quarzkonglomeraten unterlagert, welche den Sohlstollen bis 1694 begleiten. Die Konglomeratbänke verflächen mit 50° in Süd und repräsentieren aller Wahrscheinlichkeit nach den nördlichen Gegenflügel jener Konglomerateinschaltung, welche zwischen Stollenmeter 1415 und 1427 in annähernd gleicher Mächtigkeit aber mit nördlichem Verflächen durchfahren worden ist. Die mächtigere Konglomerateinschaltung zwischen 1350 und 1377 (27 *m*) muß wohl als Repräsentant eines tieferen Konglomeratniveaus betrachtet werden, während die synklinal gelagerten Bänke zwischen 1493 und 1512 (19 *m*) sicherlich einen höheren Konglomerathorizont darstellen.

Im Liegenden der Konglomeratbänke tritt der Sohlstollen bei 1694 in eine einförmige Schiefer-Sandsteinentwicklung ein, welche durchaus in Süd verflächend bis Stollenmeter 1846 anhält. Intensiv schwarze, mit spiegelnden Gleit- und Rutschflächen durchsetzte, glimmerarme Schiefertone lieferten in diesem Abschnitte des Profiles die Hauptmasse des Ausbruchsmateriales, während die festeren glimmerig-sandigen Grauwackenschiefer und die dünnbankigen quarzigen Sandsteine, welche mit ihnen wechsellagern, nur den Charakter von Zwischenschichten haben. Nur im unmittelbar Liegenden der oben erwähnten mächtigen Konglomeratlagermasse treten auch noch konglomeratische Gesteinslagen in diesen Schichtenverband ein. Die vorstehende Skizze (Fig. 21), welche Herr Ingenieur R. Franz bei Stollenmeter 1712, also noch nahe jener Grenzregion gegen die Konglomerate nach den Aufschlüssen an der linken Ulme gezeichnet hat, erläutert in sehr anschaulicher Weise, wie innig die Lagen von Quarzkonglomerat und lichtem Quarzsandstein mit dem schwarzen Kohlenschiefer verknetet sind.

Die Schichtfolge verflächt steil in Süd. In den weiterhin vorwiegend schiefrigen Gesteinen beobachtet man einen wiederholten Wechsel von eng zusammengepreßten Steilfalten mit Partien von flacher, mitunter geradezu schwebender Lagerung. Man erhält das Bild eines flachwelligen, nur an einzelnen Stellen ausnahmsweise stärker zusammengestauchten Schichtkomplexes. Erst von Stollenmeter 1800 ab, wo sich eine Linse von dunklem tonigem Kalkstein in die Kohlenschiefer einschaltet, verflächen die Schichten gleichmäßig, ohne Unterbrechung durch Sekundärfalten, unter Winkeln von 20 bis 25° nach Süd.

Bei Stollenmeter 1838 schaltet sich in die dunklen Carbonschiefer eine mehrere Meter breite helle Sandsteinbank ein, gewissermaßen der Vorbote der nun folgenden reicheren Entwicklung von gröberen klastischen Bildungen innerhalb der carbonischen Schichtenserie.

Eine 7 *m* mächtige Zone von Konglomeratbänken, in welche der Sohlstollen bei 1846 eintritt, eröffnet diesen Abschnitt des Tunnelprofils. Zwischen 1882 und 1888 liegt eine zweite, zwischen 1920 und 1924 eine dritte Lagermasse von Quarzkonglomerat. Die erste dieser Konglomerateinschaltungen ist schon steil aufgerichtet, die zweite steht völlig senkrecht, die dritte zeigt anfangs südliches Verflächen, schneidet aber dann unregelmäßig keilförmig im Schiefer aus. Die zwischen den starren Konglomeratmassen lagernden Carbonschiefer sind eng zusammengepreßt und kompliziert gefältelt. Vor dem Eintritt in die dritte Lagermasse von Quarzkonglomerat wurden innerhalb der stark zerknitterten schwarzen Carbonschiefer mehrere lentikular begrenzte Einlagerungen von grauem Kohlenkalk durchfahren, welche deutlich in Süd verflächen; nur die dem Konglomerat zunächst gelegene mächtigste Kalklinse zeigt entgegengesetztes nördliches Einfallen. Es ist klar, daß es sich hier um Lagerungsstörungen lokaler Natur handelt, welche aus dem raschen Wechsel von harten, massigen Gebilden mit dünngeschichteten, weniger resistenten Schiefergesteinen resultieren.

Aus den schwarzen glimmerigen Schiefern, welche die beiden erstgenannten Konglomeratlager trennen, liegen mir von Stollenmeter 1870 Belegstücke vor, die mit 4 bis 5 *cm* langen Bruchstücken von Crinoidenstielen erfüllt sind, der Typus der Entrochitenschiefer des Obercarbons. Auch die bei Stollenmeter 1918 eingeschaltete Linse von Kohlenkalk ist reich an Crinoidenstieldurchschnitten. In dem mittleren der drei Niveaus von Quarzkonglomerat wurden Drusenräume erschlossen, die mit Bergkrystallen ausgekleidet sind.

Die zwischen 1846 und 1924 durchörterten Quarzkonglomerate repräsentieren jedenfalls drei durch schiefrige Zwischenlagen getrennte Niveaus und man wird sich zunächst die Frage vorlegen müssen, ob dieselben nicht mit den drei Konglomerathorizonten parallelisiert werden könnten, welche bei Stollenmeter 1350, 1415 und 1493 angefahren worden sind. Die hier zweifellos bestehenden großen Komplikationen des Schichtenbaues und der Umstand, daß die Einschaltungen von Quarzkonglomeratlagern innerhalb der obercarbonischen Schichtenreihe sich vielfach wiederholen und keine an bestimmte Niveaus gebundene Kennzeichen darbieten, ermutigen nicht zu einer direkten Parallelisierung der Vorkommnisse. Die sehr geringe Mächtigkeit der letztbesprochenen Konglomerateinschaltungen — dieselben wurden nur in Erstreckungen von 7, 6 und 4 *m* durchfahren, während die früher durchörterten Lagermassen die drei- bis vierfache Mächtigkeit aufweisen — sprechen sogar direkt gegen die Annahme einer Schichtenwieder-

holung. Es liegt näher die Vorkommnisse als selbständige neue Konglomerathorizonte aufzufassen, so daß wir also in unserem Profile mit mindestens 6 Niveaus konglomeratischer Einschaltungen zu rechnen hätten.

Die stratigraphische Horizontierung der Konglomeratzonen wird im vorliegenden Falle auch dadurch erschwert, daß bei Stollenmeter 1846, wo man in die zweite Gruppe konglomeratischer Schichten eintritt, eine Scheide zwischen zwei verschieden gebauten Abschnitten des Profils zu liegen scheint. Es endet hier die bei Stollenmeter 1442 beginnende Region der flach gelagerten Carbonschichten. In der Richtung des Stollenvortriebes folgt von nun an durchwegs gleichmäßig steile Schichtstellung mit südlichem Verflächen, welche bis zu Stollenmeter 2500 anhält.

Dieses Verflächen der Schichten gegen das Tunnelportal hin gelangt in der Sohlstollenstrecke 1924 bis 2117 durch wiederholte Einschaltungen auffälliger Gesteinshorizonte in die Carbonschiefer zu besonders klarem Ausdruck. So bildet bei Stollenmeter 1925 eine Lage tiefschwarzen Anthracits die Grenzschichte zwischen massigem Quarzkonglomerat und dünnschichtigem Schiefertone. Dieselbe verflächt mit 60° in Süd. Mit derselben Neigung schaltet sich bei Stollenmeter 1946 eine 1 *m* mächtige Kalkbank in die Schiefer ein, welche in ihrem Liegenden abermals von einer Anthracitschnur begleitet wird. Die Liegendschiefer dieser Kalkbank alternieren lebhaft mit dünnschichtigen Sandsteinen, welche bei 1956 ganz ebenflächige Platten mit ausgezeichnet entwickelten Wellenfurchen (ripple marks) geliefert haben. In diesen Wechsel von Schieferton mit dünnschichtigem glimmerigen Sandstein schalten sich bei 1965 und 2015 abermals kalkige Gesteinsbänke ein, welche mit 45 bis 50° nach Süd geneigt sind. Eine mächtigere Lagermasse von Kohlenkalk wird bei Stollenmeter 2054 angefahren. Wieder bezeichnet eine schmale Zone von reinem Anthracit die mit 60° in Süd einschießende Grenze zwischen Schiefer und Kalk. Der Sohlstollen verquert den Kalk auf eine Erstreckung von 18 *m*. Die dunkelgrauen bis schwarzen weißaderigen Kalksteine dieser Zone sind anfangs massig, nehmen aber bald schiefrige Zwischenmittel auf, welche die bankförmige Gliederung mit südlichem Verflächen (45°) deutlich hervortreten lassen. Aus dem Ausbruchsmaterial dieser Kalkzone liegt mir von Stollenmeter 2060 ein gut erhaltener Brachiopodenrest vor, die im karnischen Fusulinenkalk weitverbreitete *Martinia glabra*.

Im Liegenden dieser mächtigeren Kalkzone fand sich bei 2093 eine Kalkbank von 1 *m*, bei 2117 eine solche von 2·4 *m*.

Bei 2130 wird im Firststollen eine Linse von Anthrazit angefahren, welche bis zu 0·5 *m* Mächtigkeit anschwillt. Eine Bank von Quarzkonglomerat bildet das Liegende, Kohlenschiefer mit Sandsteinzwischenlagen das Hangende des stark verdrückten Vorkommens. Belegstücke aus dieser Region illustrieren in prächtiger Weise die Wirkung des Gebirgsdruckes. Der im Anbruch erdig pulverige und leicht zerfallende Anthracit liegt in unregelmäßig gestalteten, kopfgroßen Knauern vor, welche ringsum von spiegelnden Harnischflächen begrenzt sind; sie erhalten dadurch den Habitus eines Graphitvorkommens. Die Analysen der obercarbonischen Anthracite der Ofenalpe, welche hier als nächstverwandte Gebilde in Betracht kommen, ergaben übrigens tatsächlich eine den Graphiten ähnliche Zusammensetzung und wurden daher in der Literatur als Anthracitographit angeführt.[1]

Im Liegenden der letzterwähnten Serie von Kohlenkalkbänken, von denen die nördlichste bei Stollenmeter 2117 fast saiger steht, folgt nun ein System außerordentlich komplizierter Steilfalten, die sich aus einem lebhaften Wechsel von schwarzem Schieferton und dünnen Lagen und Platten von hellem Quarzsandstein aufbauen. Der auffallende Farbenkontrast dieser beiden Komponenten und das lebhafte Alternieren in geringmächtigen Lagen, wie man es insbesondere von Stollenmeter 2150 ab beobachtet, läßt das Detail des Schichtenbaues außerordentlich klar hervortreten. Die Ingenieure haben den ununterbrochenen Wechsel von hellen und dunklen Gesteinsbändern in diesem Tunnelabschnitt nicht unzutreffend als »Zebrastreifung« bezeichnet. Fig. 22 gibt ein Aufschlußbild aus dieser Zone mit spitzbogigen Steilfalten, Fig. 23 zeigt dieselben Schichten in unregelmäßiger, außerordentlich komplizierter Verfaltung und Verknetung.

---

[1] Höfer, Jahrb. Naturh. Landesmus. f. Kärnten X. Bd. S. 187 und Geyer, Erläut. zu Blatt Oberdrauburg-Mauthen 1901, S. 49.

Ähnliche Verfaltungen von weichen, durch glänzende Rutsch- und Druckflächen ausgezeichneten Schiefertonen mit glimmerigen Grauwackenschiefern und härteren Sandsteinbänken sind nun bis zu Stollenmeter 2500 wiederholt zu beobachten. Wo die Schichten nicht vollständig wirr durcheinandergeknetet

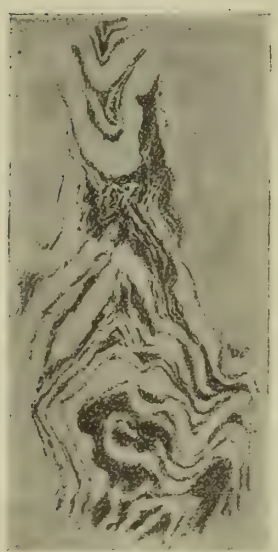
Fig. 22.

Spitzbogige Falten in einem Wechsel von schwarzem Kohlenschiefer mit dünnbankigen hellen Quarzsandsteinen des Obercarbons bei Stm. 2170.

Gezeichnet von Ing. R. Franz.

sind, besteht eine Tendenz zu südlichem Verflächen, welche nur lokal von vollkommen senkrechten Schichtstellungen abgelöst wird. Die mächtigeren Sandsteineinlagerungen erscheinen meist in steil aufgerichteten Bänken mit ebenen Begrenzungsflächen (Stollenmeter 2140, 2195 bis 2200, 2345). Dasselbe gilt von den mächtigeren Quarzkonglomeratlagen, welche der Sohlstollen zwischen 2466 und 2476 durchfährt. Dünne Sandsteinschichten dagegen vermögen oft den Wirkungen des Gebirgsdruckes nicht zu widerstehen, sie werden zerbrochen und zerstückt und die weicheren, druckhaften Schiefertone schlingen sich dann zwischen den Fragmenten der Sandsteinplatten hindurch, wie das Bindemittel durch die härteren Bestandteile einer Flaserbreccie. Solche Bilder ergaben sich bei Stollenmeter 2227 und 2305. An anderen Stellen dringt das weichere Schiefermaterial keilförmig zwischen steilstehende Sandsteinbänke ein, wie an der Nordgrenze der mächtigeren Sandsteinzone bei Stollenmeter 2330, oder es lösen sich vom Rande einer solchen Zone Gesteinsplatten ab und werden ringsum von Schiefermaterial umschlossen, wie an der Südgrenze der massigen Sandsteine bei Stollenmeter 2341. Mit solchen mechanischen Umformungen unter der Wirkung des Gebirgsdruckes hängt wohl auch die Bildung der eigentümlichen walzlichen Sandsteinkörper zusammen, welche in der an Sandsteinlinsen reichen Zone von schwarzem Schieferton zwischen 2445 und 2465 zu beobachten waren.

Fig. 23.



Quarzsandstein und Kohlenschiefer in komplizierter Verknetung. Stm. 2172, linke Ulme.
Maßstab 1 : 40. Gezeichnet von Ing. R. Franz.

Bei 2415 liegen in den Schiefertonen große Sphärosiderit-Konkretionen, deren unregelmäßiger, oft stumpfkantig ausgezogener Umriß ebenfalls auf nachträgliche Deformation hinweist.

Kalke sind in der zuletzt besprochenen Tunnelstrecke eine seltene Erscheinung. Bei Stollenmeter 2222 und 2235 ragen von der Abbausohle Fragmente von steilstehenden linsenförmigen Kalkkörpern in den Stollenraum hinein und bei 2306 wurde eine derartige Einschaltung, eine Bank von 0·5 *m* Mächtigkeit, angefahren. Erst bei Stollenmeter 2493 tritt wieder kalkiges Material in reichlicherer Entwicklung in die Schichtfolge ein. In einem mit 80° in Süd einschießenden Komplex von dunklen Carbonschiefern lagern konkordant Platten und Linsen von grauem, tonigem Kalk, die kaum über 20 *cm* Mächtigkeit hinausgehen, aber wiederholt mit den Schiefern alternieren. Selten geht eine dieser kalkigen Einschaltungen durch die ganze Höhe der Stollenwand hindurch, meist keilen sie nach kurzem Verlaufe lentikular im Schiefer aus und finden in einer zweiten, häufig deutlich verschobenen Kalklinse ihre Fortsetzung. Man erhält den Eindruck, daß es sich um Überreste von dünnen Kalkbändern handelt, die durch den Gebirgsdruck zerrissen, sodann disloziert und innerhalb der weichen Schiefertonmatrix lentikular ausgequetscht worden sind. Bei Stollenmeter 2509 streicht eine Gebirgsstörung durch, jenseits welcher dieser Schichtkomplex mit den eingeschalteten Kalklinsen unter wesentlich flacherer Neigung mit etwa 40° nach Nord, also in entgegengesetzter Richtung einfällt. Der durch seine Kalklinsen schärfer charakterisierte Schichtenverband bildet einen schiefen, im Scheitel dislozierten Sattel; die Dislokation hat das Gewölbe derart umgestaltet, daß der Nordflügel auf den fast senkrecht aufgerichteten Südflügel hinaufgeschoben erscheint. Wenige Meter weiter stellen sich die Schichten des nördlichen Gewölbeflügels selbst wieder steiler auf und es entwickelt sich ein außerordentlich kompliziertes Netz von Steilfalten, dessen Detailstruktur sich infolge des lebhaften Wechsels dunkler Schiefertone mit lichten Kalkbändern auch im Lichte der Grubenlampe leicht übersehen läßt. Herr Ingenieur Robert Franz hat auf meine Bitte das Detail einiger dieser Spitzbogenfalten nach einem Aufschluß bei Stollenmeter 2518 an der rechten Stollenwand sorgfältig gezeichnet, so daß ich in der Lage bin, von diesen Faltungserscheinungen in Fig. 24 ein vollkommen getreues Abbild zu geben.

Diese Zusammenstauchung der Schichten reicht etwa bis Stollenmeter 2525, wo zugleich die kalkigen Einschaltungen innerhalb der dunklen Carbonschiefer verschwinden. Von 2530 ab fallen die letzteren wieder ebenflächig unter steilen Neigungswinkeln (65 bis 70°) nach Nord und beginnen mit Sandsteinschichten zu alternieren, welche von 2540 bis 2546 und von 2560 bis 2569 für sich allein den Stollenquerschnitt beherrschen. Zwischen diesen beiden mächtigeren Sandsteinzonen schaltet sich von Stollenmeter 2549 bis 2560, ebenfalls steil in Nord verflächend, eine Serie von Kalkbänken ein, die außerordentlich reich sind an Durchschnitten großer Crinoidenstiele. Stellenweise ist das Gestein geradezu als eine Breccie aus Crinoidenstielgliedern zu bezeichnen, deren spätige, bis 15 *mm* messende Durchschnitte noch dadurch deutlicher hervortreten, daß sie rötlichgrau bis fleischrot gefärbt sind. Nicht selten findet man in diesen Breccien vereinzelte taubeneigroße Gerölle von weißem Quarz eingestreut und es entsteht so jener auffällige Gesteinstypus, welchen ich im Obercarbon des Vellachtales und des Oboiniggrabens bei Eisenkappel im Verbande mit den normalen Fusulinenkalklagen der Auerniggschichten wiederholt zu beobachten Gelegenheit hatte.

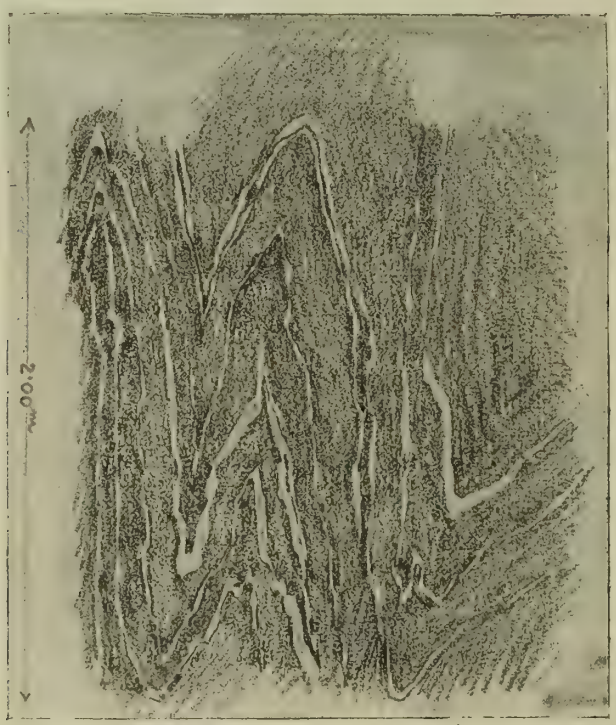
Bei Stollenmeter 2570 wird im Hangenden der oben erwähnten zweiten Sandsteinzone noch einmal eine Linse von Kohlenkalk durchfahren, dann folgen bis zu Stollenmeter 2600 einförmige dunkle Schiefertone in steiler, hie und da saigerer Stellung.

Von 2600 ab ist der Gesteinswechsel wieder ein lebhafter. Eine steilstehende Bank von Quarzkonglomerat (2599 bis 2600) leitet diese reicher gegliederte Schichtenserie ein. Sie liegt noch innerhalb einer Zone schwarzer druckhafter Schiefertone, in welche sich aber nun häufiger Lager von grauen, quarzreichen Sandsteinen und von 2620 ab dünne Bänke schwarzen, weißaderigen Crinoidenkalkes einschalten. Die steil aufgepreßten Schichten sind von Stollenmeter 2625 ab deutlich in Nord geneigt, gehen dann auf eine kurze Erstreckung hin in flachmuldige Lagerung über, um sich von 2640 ab zu entgegengesetztem südlichen Verflächen aufzurichten. In beiden Muldenflügeln sind es hauptsächlich die Bänke von Kalkstein, welche über den Schichtenbau orientieren. Im südlichen Flügel stehen sie steil, im nördlichen liegen sie flacher und schmiegen sich in welligen Bändern dem unruhigen Schichtenverlauf der

Schiefer an. Im Innern dieser schmalen Mulde wechseln mit den normalen Carbonschiefern dickschichtige tonreiche Gesteine, welche nach rechtwinkelig sich kreuzender Klüftung in scharfkantige prismatische Gesteinskörper zerfallen. Die Begrenzungsflächen dieser auffallenden vierkantigen Parallelepipeda sind infolge von Druck- und Gleiterscheinungen häufig glatt geschliffen, wodurch der Eindruck, daß es sich um künstlich zugerichtete Gesteinsstücke handelt, noch erhöht wird.

Von Stollenmeter 2650 ab richten sich die carbonischen Schiefer wieder zu steiler Schichtstellung auf. Von der Sohle her treten zwei breitere Kalkkeile in die stark zerknitterten Schiefertone ein. Dazwischen zieht vom First herunter eine konglomeratische Gesteinsbank, welche ihrerseits wieder nicht die Sohle des Stollens erreicht. Das Gestein zeigt auf den ersten Blick den gewöhnlichen Habitus der obercarbonischen Quarzkonglomerate: Erbsen- bis nußgroße Gerölle von weißem Quarz sind dicht gedrängt in eine dunkle Grundmasse eingebettet. Diese selbst aber besteht nicht aus glimmerig sandigem Material, sondern aus fusulinenführendem Kalk. Die bei Stollenmeter 2556 beobachteten Einstreuungen vereinzelter

Fig. 24.



Gefaltete Kalklassen im Kohlenschiefer bei Stm. 2518, rechts der Bahn.
Gezeichnet von Ing. R. Franz.

Quarzgerölle in Fusulinenkalk bilden gewissermaßen die Vorläufer dieser Geröllager innerhalb solcher Kalkabsätze. Der innige Verband von tonigen Sedimenten mit gröberen klastischen Bildungen und organogenen Kalken, welcher dieses alte Litorale auszeichnet, wird durch die weiteren Aufschlüsse des Sohlstollens von Meter zu Meter immer klarer illustriert. Bis zu Stollenmeter 2800 bewegt man sich in einem ununterbrochenen lebhaften Wechsel von schwarzen druckreichen Schiefertonen, dunklen, sandigglimmerigen Grauwackenschiefern, hellen, quarzigen Sandsteinen, groben Konglomeratbildungen und Fusulinenkalklagern. Für die reiche Zufuhr organischer Subştanz pflanzlichen Ursprunges sprechen die anthracitischen Schnüre und Linsen, welche sich besonders an den Grenzen der Konglomerate und Kalklagermassen gegen die bituminösen Schiefer einstellen.[1]

[1] Wir dürften uns hier ungefähr in jenem Niveau der carbonischen Schichtenreihe befinden, in welchem Bergverwalter H. Feßl im Karlstollen des Reichenberger Bergbaues die von Stur bestimmten Pflanzenreste des Obercarbons entdeckt hat. (Vgl.

Der stratigraphische Verband der einzelnen Elemente dieser Schichtfolge zeigt hierbei typisch jenes Bild, das man als auskeilende Wechsellagerung bezeichnet hat. Die Schichten sind durchwegs steil aufgerichtet und verflächen in Nord.

Bei Stollenmeter 2800 tritt der Sohlstollen nach Durchquerung einer stark verdrückten schiefrigen Gesteinspartie in eine Zone kalkiger Gesteine ein, die nun quer auf das Streichen in einer Erstreckung von 50 *m* durchfahren wird. (Vgl. das Detail-Längenprofil auf Tafel III.) Es ist das die mächtigste Kohlenkalkzone des Tunnelprofiles und sie entspricht darin wie auch nach ihrer Position im hangendsten Abschnitte der Gesamtschichtfolge ohne Zweifel dem erzführenden Kohlenkalk des Reichenberger Abbaurevieres. Das Gestein ist reich an Crinoiden und Fusulinen, an einer Stelle (Stollenmeter 2805) fand ich im Ausbruchsmaterial auch Reste kleiner Spiriferinen. Die Verknüpfung des Kalkes mit Siderit, der in Reichenberg Gegenstand des Abbaues war, fehlt in diesem Teile der Lagermasse vollständig. Der Kalk ist gut gebankt und besonders gegen das Hangende hin vielfach mit schwarzen Kohlenschieferlassen durchzogen. Die Bänke verflächen mit 45 bis 50° in Nord.

Bei Stollenmeter 2850 wird die Kalkzone durch einen steil in Süd einschießenden Verwurf begrenzt, an welchen zunächst druckhafte, in komplizierte Steilfalten gelegte Carbonschiefer anschließen; dünne Sandsteinlassen nehmen an der Faltung der Schiefer teil. Von 2880 ab stehen die Schiefer völlig senkrecht, es schaltet sich hier eine Kalkbank von 4 *m* Mächtigkeit ein. Bei 2900 werden harte Quarzkonglomerate angefahren, welche in der Sohle des Stollens in einer Breite von 6 *m* bloßliegen, gegen den First hin aber rasch an Mächtigkeit abnehmen. Sie bilden den Kern einer antiklinalen Schichtenauftreibung, deren Wirkung jedoch schon bei Stollenmeter 2910 erlischt. Von hier ab folgt bis zur Grenze gegen die Trias hin, also bis zu Stollenmeter 3008, ein durchaus in Süd verflächendes System von Steilfalten, in dessen Bereich sich derselbe bunte Wechsel von Schiefertonen, glimmerig sandigen Schiefern, hellen quarzigen Sandsteinen und crinoidenführenden Kalkbänken wiederholt, welcher zwischen 2600 und 2800 vor dem Eintritt in die oben geschilderte 50 *m* breite Kohlenkalkzone durchfahren worden ist. Die Aufschlüsse stellen auch in tektonischer Beziehung ein Gegenstück zu jener Tunnelstrecke dar, denn die wechselvolle an kalkigen Einschaltungen reiche Schichtenfolge verflächt durchaus in Süd, während sie dort nach der entgegengesetzten Richtung abdachte. Die Zerknitterung und Fältelung des schiefrig sandigen Gesteinsmateriales erreicht ihren Höhepunkt in den Aufschlußstrecken 2925 bis 2945 und 2970 bis 2995. Mitteninne liegen zwei mächtigere, die Schichtfolge gewissermaßen versteifende Lagermassen von gut gebanktem Kohlenkalk, die eine zwischen 2946 und 2949, die andere zwischen 2961 und 2969. In den druckreichen Schiefern im Süden dieser Kalkzonen fand am 21. November 1904 (abends 9^h 10^m) im Firststollen jene beklagenswerte Schlagwetterkatastrophe statt, welcher 15 Menschenleben zum Opfer fielen, die ganze Belegmannschaft der im Aufschluß befindlichen Firststollenstrecke und zwei mit der Wetterkontrolle betraute Vorarbeiter. Das unglückliche Ereignis wirkte um so erschütternder, als zu jener Zeit der Sohlstollen bereits die Nordgrenze des Hauptaufbruches carbonischer Schichten überschritten hatte und auch im Firststollen nur noch eine Strecke von etwa 70 *m* aufzufahren war, so daß man schon allseits mit ruhiger Zuversicht dem Abschluß der so überaus schwierigen Arbeiten in der Carbonstrecke des Karawankentunnels entgegensah. Offenbar war es aber gerade dieser Umstand, welcher die Arbeiter in einem verhängnisvollen Augenblick zur Außerachtlassung der von der Bauleitung vorgeschriebenen und so lange bewährten Sicherheitsmaßregeln verleitet hat.

Die Grenzverhältnisse zwischen den obercarbonischen Schichten und den bei Stollenmeter 3008·5 unerwartet einsetzenden Gebilden der unteren Trias sollen in dem nächsten, die Durchschlagsregion betreffenden Abschnitte geschildert werden.

Verh. geol. Reichsanstalt 1886, p. 383). Im Ausbruchsmaterial des Stollens wurden keine Pflanzenabdrücke beobachtet, obwohl Bergverwalter Feßl, welcher die Carbonstrecke als Konsulent der Bauunternehmung in jedem Monate wenigstens einmal befuhr, darauf sein besonderes Augenmerk gerichtet hatte. Übrigens fanden sich auch für die mächtigen Spateisensteinlinsen, welche diesen Carbonhorizont im Reichenberger Bergbau auszeichnen, innerhalb des Tunnelprofiles keine Analoga.

C. Die Durchschlagsregion.

Invers gelagerte Scholle von Werfener Schichten und Muschelkalk.

3008·5 bis 3121 Stationierung vom Südportal.
4964 » 4851·5 » » Nordportal.

Am 8. Oktober 1904 trat der Sohlstollen bei Stollenmeter 3008·5 aus dem gebrächen Carbonschiefermaterial plötzlich in wohlgegliederte Bänke von hellgrauem frischen Anhydrit, also im Gesteine der Triasformation ein. Selten ist wohl beim Tunnelbau ein Formationswechsel mit so lebhafter Freude begrüßt worden, denn im Vergleiche zu den schier unüberwindlichen Schwierigkeiten, mit welchen der Sohlstollenvortrieb innerhalb der obercarbonischen Schichtgesteine seit Anfangs Jänner 1903, also durch einen Zeitraum von $1^3/_4$ Jahren unablässig zu kämpfen hatte, mußte ja alles, was im Triasgebirge etwa noch an Hemmnissen zu erwarten war, geringfügig erscheinen. An der Nordseite hatte der Sohlstollen zu jener Zeit bunte Breccien des Muschelkalkes durchfahren und war ebenfalls in Werfener Schichten eingetreten, es erschien daher die Annahme gerechtfertigt, daß die schmale Gebirgsscheide zwischen Nord- und Südstollen, welche nun auf ungefähr 600 *m* (genauer 612·5 *m*) zusammengeschrumpft war, durchwegs aus Gesteinen der unteren Trias aufgebaut sei, deren Durchörterung bei gleichzeitigem Vordringen von Nord und Süd in wenigen Monaten vollendet sein konnte.

Diese günstige Prognose erfuhr jedoch beträchtliche Einschränkungen.

Zunächst ergaben sich beim weiteren Stollenvortrieb von Süd her im Anhydrit und den überlagernden Kalk- und Dolomitbildungen der anisischen Stufe reichliche Wasserzuflüsse, deren Ableitung durch das zum großen Teil noch offene Stollenprofil der Carbonstrecke nicht bewerkstelligt werden konnte, ohne die Stabilität der bisnun glücklicherweise trockenen Carbonschieferaufschlüsse zu gefährden. Gleichzeitig waren im nördlichen Sohlstollen innerhalb der inzwischen angefahrenen bunten Breccien der Permformation eine Reihe starker Quellen erschlossen worden, deren in ihrer Gesamtheit nicht unbeträchtliche Wassermenge nur mit Zuhilfenahme besonderer Installationen gewältigt werden konnte, da sich der Streckenvortrieb daselbst bereits in dem nach Süd absteigenden Gefälle bewegte. Eine Störung im elektrischen Antrieb der im Nordstollen eingebauten Pumpwerke brachte am 1. November 1904 die ganze südlich des Gefällsbruches liegende Sohlstollenstrecke zum Ersäufen. Unter solchen Umständen mußte man mit der Möglichkeit rechnen, daß die im absteigenden Aste des Nordstollens bereits erschlossenen und eventuell noch weiterhin zu gewärtigenden Wassermassen nach Süd hin zum Durchbruche gelangen und die Carbonstrecke überfluten könnten.

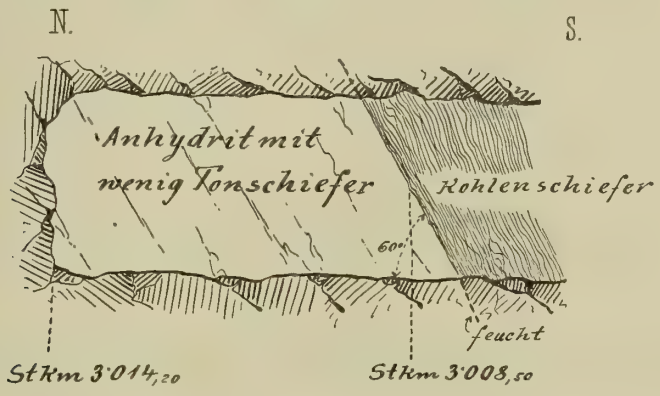
Um eine solche in ihren Konsequenzen ganz unübersehbare Eventualität vollständig auszuschließen, verfügte die k. k. Eisenbahnbaudirektion Ende 1904 die Einstellung des Stollenvortriebes an der Südseite des Gebirges und ordnete gleichzeitig zur Sicherung des Südstollens die Herstellung einer wasserdichten Betonmauer an, welche bei Stollenmeter 3030 in den noch trockenen Teil der Anhydritzone eingebaut wurde. So blieb für die Durchörterung der restlichen 600 *m* nur eine Angriffsregion übrig und auch hier war der Arbeitsfortschritt durch Wasserzudrang im absteigenden Gefälle lange Zeit derart behindert, daß der Sohlstollendurchschlag erst Mitte Mai 1905 erfolgen konnte.

Aber auch für den Geologen barg die Scheidewand zwischen Nord- und Südstollen eine große Überraschung. Nach dem Stande der Aufschlußarbeiten in der ersten Hälfte des Oktober 1904 hatte es, wie schon oben bemerkt wurde, den Anschein, daß in dieser Region nur noch Schichtgebilde der unteren Trias zu durchörtern sein werden. Die hierauf gegründete Profilkonstruktion erwies sich jedoch sehr bald als hinfällig. Der Nordstollen trat schon mit Stollenmeter 4352 in eine ältere Gesteinszone ein, in die bunten Breccien der Permformation, deren Tunnellierung infolge mannigfacher, durch starken Wasserzudrang bedingter Hemmnisse das letzte Viertel des Jahres 1904 und den ganzen Jänner 1905 in Anspruch nahm. Nach einem Vortrieb von 174 *m* gelangte man Anfangs Februar 1905 bei Stollenmeter 4525·8 aus

den permischen Breccien in methangasführende Schichten des Obercarbons, welche nun den Nordstollen bis zu Stollenmeter 4851·5, also auf eine Länge von 326 *m* begleiteten, und erreichte erst an dieser Stelle den Nordrand jener triadischen Schichtgesteinszone, deren Südrand von Birnbaum her bei Stollenmeter 3008·5 angeschnitten worden war. Der letztgenannte Punkt fällt mit Stollenmeter 4964 der Nordstationierung zusammen, so daß die Breite der Zone triadischer Gesteine, in welche der Südstollen bei 3008·5 eintrat, nur 112·5 *m* beträgt. Innerhalb dieser Zone erfolgte bei Stollenmeter 3082 der Südbeziehungsweise 4890·5 der Nordstationierung am 17. Mai 1905 der Durchschlag des Sohlstollens.

Die Tunnellierung der im Oktober 1904 zwischen Nord- und Südstollen noch aufragenden Gebirgsscheide ergab also das überraschende Resultat, daß sich die obercarbonischen Schichten jenseits ihrer vermeintlichen Nordgrenze noch einmal in ansehnlicher Breite über die Tunnelsohle emporheben und daß die bei 3008·5 im Südstollen angefahrenen Triasschichten nur einen schmalen, in die Carbonbildungen eingeklemmten Faltenrest darstellen. Die geologischen Aufschlüsse, welche die Tunnellierungsarbeiten im Nordstollen bis zu Stollenmeter 4851·5, also bis zur Südgrenze des zweiten Aufbruches obercarbonischer Schichten, ergeben haben, wurden bereits in einem früheren Abschnitte geschildert (p. 63 bis 64 [205 bis 206]). Es erübrigt uns daher zum Abschluß des

Fig. 25.



Sohlstollenort am 10. Oktober 1904.
Nach einer Skizze von Ing. R. Franz.

Bildes nur noch die Beschreibung der durch die eingefalteten Triassedimente geführten Tunnelstrecke. Ich schildere dieselben meinen Befahrungsnotizen folgend, in der Richtung von Süd nach Nord.

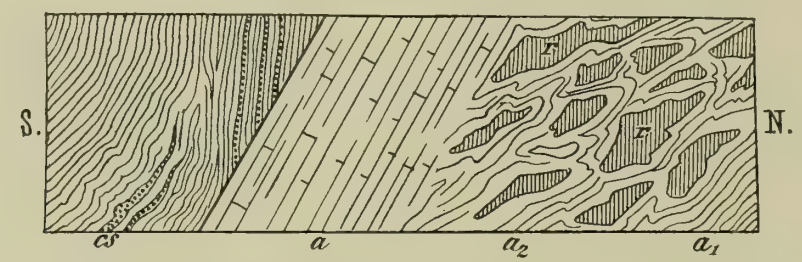
In Fig. 25 reproduziere ich zunächst eine Skizze, welche mir Herr Ingenieur R. Franz im Oktober 1904 unmittelbar nach Eintritt in die Triaszone zur Illustrierung des Schichtenwechsels eingesendet hat. Sie stellt die östliche Stollenwand dar. Die schwarzen gefältelten Schiefer des Obercarbon, welche sich in der zuletzt durchörterten Region als besonders druckreich erwiesen hatten, werden scheinbar konkordant von ebenflächigen, durch dünne Schiefertonlamellen gegliederten Bänken eines hellgrauen Anhydrits unterteuft. Die Grenzfläche zwischen Carbon und Trias schießt parallel den Schichtflächen mit 60° in Süd ein. An der gegenüberliegenden westlichen Ulme fand ich gelegentlich einer Befahrung im Juni 1905 das in Fig. 26 skizzierte Aufschlußbild. Die mit dünnen Sandsteinlagen wechselnden Carbonschiefer sind steiler aufgerichtet und stoßen im oberen Teil der Wand scharf an der mit mit 60° in Süd geneigten Überschiebungsfläche ab. Nur gegen die Stollensohle hin schmiegen sich die Schiefer wieder konkordant an die Anhydritbänke an. Die an den Anhydrit angepreßte Zone von schwarzem Schieferton ist reichlich mit Pyritwürfelchen durchspickt.

Der Anhydrit behält seine ebenflächige Bankung auf eine Erstreckung von ungefähr 20 *m* bei. Dann zeigt sich an der westlichen Stollenwand plötzlich ein anderes Bild. In der grauen Anhydritmasse schwimmen scharfeckig begrenzte Platten und Schollen von grünem und rotem Schieferton und bilden mit ihr ein wirres und buntes Gesteinsgemenge vom Aussehen einer Trümmerbreccie. Es kann sich hier

tatsächlich nur um eine mechanische Zerdrückung von Gesteinsbänken handeln. Jenseits des nur 2 *m* breiten Aufschlusses tritt der Sohlstollen plötzlich in außerordentlich kompliziert gefaltete Schichten, die sich aus einem hundertfältigen Wechsel von grünen und roten Schieferlagen mit hellen Anhydritbändern aufbauen. Wo dieser dünner geschichtete, stark zusammengestauchte Gesteinsverband mit dem Komplex der dickbankig gegliederten, starren Anhydritmassen in Berührung tritt, hat der Druck offenbar zur vollständigen Zerstörung des nachgiebigeren Schichtenmateriales und zu dessen Umformung in eine Trümmerbreccie geführt.

Aus dem dickbankigen Anhydrit südlich der Trümmerzone (bei Stollenmeter 3023) wurden auf Veranlassung der k. k. Eisenbahnbaudirektion zwei Proben, eine lichter und eine dunkler gefärbte Varietät,

Fig. 26.



Grenze von Carbonschiefer und Anhydrit bei Stm. 3008 an der westlichen Ulme.

cs = Schieferton mit Sandsteinlassen (Obercarbon).
a = Ebenflächige Bänke von Anhydrit.
a_1, a_2 = Gekröseförmig gewundene Anhydritschichten.
r = Roter Schieferton.

entnommen und dem k. k. Generalprobieramte zur Untersuchung eingesendet. In der folgenden Tabelle sind die Resultate der beiden von Herrn Regierungsrat Leopold Schneider ausgeführten Analysen nebeneinandergestellt.

	Probe 1 (Lichtere Varietät)	Probe 2 (Dunkle Varietät)
	Prozent	
Kalziumsulfat	97·80	93·3
Kieselsäure (Quarz und gebundene Kieselsäure)	0·57	2·31
Tonerde	0·40	0·15
Eisenoxid	0·04	0·5
Eisenbisulfid	0·06	0·35
Kalziumcarbonat	0·32	1·43
Magnesiumcarbonat	0·57	1·06
Wasser (mit geringen Mengen Bitumen)	0·24	0·7
	100·00	99·80

Die zur Untersuchung ausgewählten Stücke sind gute Durchschnittsproben des frischen, an den Kanten durchscheinenden Anhydrits der Tunnelaufschlüsse. Meist ist der Anhydrit jedoch durch eingestreute Tonpartikelchen stark verunreinigt. Dasselbe tonige Material ist es auch, das als Zwischenmittel zwischen den stärkeren Anhydritbänken auftritt oder in den dünner geschichteten Partien zonenweise mit Lagen von reinem Anhydrit und grauem, tonigem, oft dolomitischem Kalk alterniert. In solchen bunter zusammengesetzten Anhydritschichten liegen die oben geschilderten komplizierten Fältelungen an der Basis der starren Anhydritbänke.

Die Anhydritzone reicht über den bei Stollenmeter 3030 eingebauten Betondamm hinaus und findet im Nordstollen ihre Fortsetzung.[1] Sie reicht, wenn wir die Südstationierung auf diesen Teil des Nordstollens übertragen, bis zu Stollenmeter 3055, wurde also quer auf das Streichen in einer Gesamtbreite von 47 *m* durchfahren. In der nördlichsten, also hangendsten Partie des Anhydrits wurden bei Stollenmeter 3052 (Südstationierung) Quellen erschlossen, welche von so reichen Schwefelwasserstoff-Exhalationen begleitet waren, daß die Gesundheit der Arbeiter gefährdet erschien. Die Ergiebigkeit betrug anfangs 8 Sekundenliter. Der Arbeitsfortschritt konnte nur durch häufigeren Wechsel der Belegmannschaft aufrecht erhalten werden.

Bei Stollenmeter 3055 verquert der Sohlstollen eine scharfe Dislokation, die mit 70° in Süd einschießt, und gelangt jenseits derselben in einen stark zerütteten Komplex von Kalken und Dolomiten ohne deutliche Schichtung. Den das Gestein nach allen Richtungen durchsetzenden Rissen und Sprüngen entströmen abermals unter starkem Druck Wässer mit Geruch nach Schwefelwasserstoff. Der gesamte Wasserzudrang betrug anfangs 12 Sekundenliter, nach sechs Monaten war die Ergiebigkeit dieser Quellen auf $^1/_2$ Sekundenliter herabgesunken. Das Gestein, das zunächst unter dem Anhydrit lagert, ist ein rauchgrauer netzadriger Kalkstein; eine von Stollenmeter 3063 stammende Probe, welche zusammen mit den Anhydriten ins Generalprobieramt gelangte, enthielt nur 5% kohlensaure Magnesia. Darunter lagert eine Zone von helleren Gesteinen mit ausgesprochen dolomitischem Habitus. Es sind das die klüftigen, von feinen Spaltrissen durchsetzten, häufig drusig löcherigen Gesteinstypen, welche für die anisischen Dolomitkomplexe der Nordhälfte des Karawankentunnels so bezeichnend sind. In diesen Gesteinen erfolgte bei Stollenmeter 3082 (Südstationierung) der Durchschlag des Sohlstollens.[2] Nördlich von der Durchschlagsstelle wechseln diese Dolomite noch mehrmals mit gut gebankten, dunklen, weißaderigen Kalken, typischen Gesteinen des Muschelkalks, in welchen wiederholt steiles Verflächen in Süd abgelesen werden kann. Die Sohlstollenaufschlüsse lassen in ihrer Gesamtheit überhaupt keine andere Deutung zu, als daß die im ganzen 65·5 *m* breite Zone von Muschelkalkgesteinen konkordant mit der Lagerung der anhydritführenden Werfener Schichten steil in Süd einfällt.

Die im vorstehenden mitgeteilten Beobachtungen wurden bei einer Begehung des Sohlstollens am 30. Juni 1905 gesammelt. Drei Monate später (26. September 1905) hatte ich Gelegenheit, die eben geschilderte Strecke in einem vorgeschrittenerem Stadium der Aufschlußarbeiten zu untersuchen. Südlich von dem mehrerwähnten Abschlußdamm befand sich eben der bereits ganz in der Anhydritzone liegende Ring 42 im Vollausbruch. Man sah den in dicke Bänke gegliederten Anhydrit vollkommen ebenflächig mit 60° in Süd einfallen. Die Konkordanz mit der Grenzfläche gegen das Carbon tritt im Vollausbruch noch schärfer hervor als im Sohlstollen und erweckt die Vorstellung, daß hier ein größerer, beide Formationen umfassender Komplex von Schichten von der Faltung ergriffen und umgeformt worden sei. Hier beobachtete ich auch die ersten Einlagerungen dunkler dolomitischer Kalksteinbänke in den Anhydritschichten. Der Anhydrit selbst ist frisch und hart und gibt ein trockenes weißes Bohrmehl, das die Gesteinsanbrüche und die Kleider der Arbeiter wie Mehlstaub überdeckt. Kurz vor der Verdämmungsstelle verquert man die oben beschriebene Trümmerzone von Anhydrit und buntem Schiefer und jenseits des Betondammes sieht man neben der elektrischen Pumpe, welche die hier erschlossenen sulfatischen Wässer nach Nord über den Gefällsbruch hinüberleitet, prachtvolle Aufschlüsse in den zu komplizierten Falten zusammengestauchten dünnbankigen Anhydritschichten, von denen ebenfalls bereits oben die Rede war. Ein größeres Bruchstück aus einer solchen bunten gefältelten Gesteinsbank liegt bei der Tunnelgesteinssammlung in Wien. Die Durchquerung der Gesteinszone bei dem gegenwärtigen Stande der Aufschlußarbeiten gibt erst ein klares Bild von der Mächtigkeit der Anhydritentwicklung. Man kann wohl sagen, daß von der im ganzen 47 *m* breiten Zone sicherlich 75% auf reinen Anhydrit entfallen und nur 25% auf die bunten tonigen Zwischenschichten und die Einlagerungen von grauen dolomitischen Kalken.

---

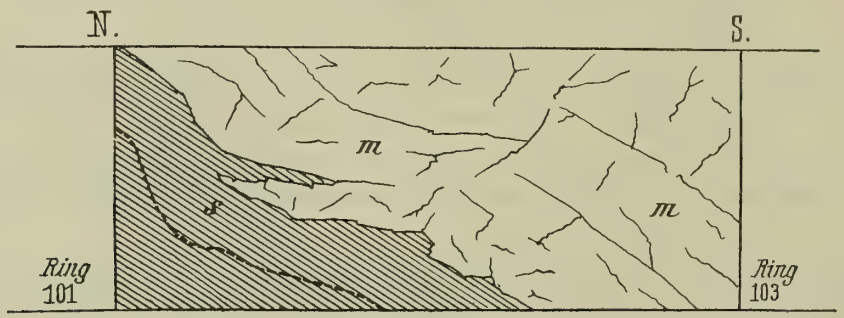
[1] Der Einbau einer eisernen Dammtüre in Firststollenhöhe ermöglichte einen bequemen Übergang in den Nordstollen.

[2] Der Durchschlagspunkt für den Firststollen lag bei Stollenmeter 3047, also noch im Anhydrit.

Jenseits des Betondammes treten wir sofort in die gegen Rosenbach hin abfallenden Nordstationierungen. Die Grenze der Anhydritzone gegen die nordwärts anschließenden anisischen Kalke und Dolomite liegt im Ring 110 des fünften Kilometers der Nordseite. Im Sohlstollen hatte schon der mächtige Wasserzudrang auf das Vorhandensein eines auffallenden Gesteinswechsels aufmerksam gemacht. Gegenwärtig ist es die massige Struktur der den Anhydrit zunächst unterlagernden, stark klüftigen Dolomite, welche den Eintritt in die neue Gesteinszone kennzeichnet. Die dolomitische Gesteinsentwicklung reicht über den Ring 109 hinaus. Erst im Ring 108 treten dunkler gefärbte, weißaderige Kalksteine, typische Gesteine des Muschelkalks, mit deutlichem Südverflächen in die Schichtfolge ein. Der Ring 104, welcher wieder im Vollausbruch begriffen ist, steht in dunkelgrauen, etwas dolomitischen Kalken, die abermals eine in Süd gerichtete Bankung erkennen lassen. Im Ring 102 erreicht man sodann die nördliche Grenze der Muschelkalkzone und zugleich die Nordgrenze des schmalen in die Carbonschichten eingeklemmten Faltenrestes triadischer Sedimente überhaupt.

Wir befinden uns hier an jener Stelle des Tunnelprofiles (Stollenmeter 4851·5 der Nordstationierung), an welcher wir oben p. 64 [206] die Schilderung der Aufschlüsse des nördlichen Sohlstollens abgebrochen haben. Die zwischen 4526 und 4851·5 durchörterten Schiefer und Sandsteine des Obercarbon bildeten, wie aus jener Schilderung zu entnehmen ist, das hangendste Glied einer in Nord überkippten Schichtenfolge und zeigen als solches durchwegs in Süd gerichtetes Einfallen. Mit diesem südlichen Verflächen

Fig. 27.



Grenze von Carbonschiefer und Triaskalk im Ring 102, östliche Ulme.

s = Dunkle Schiefer des Obercarbon. | *m* = Triaskalk.

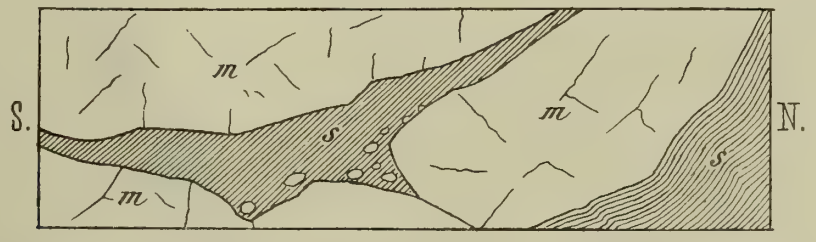
tauchen dieselben auch im Ring 102 unter ein Dach von dolomitischem Kalk hinab, der, wie wir aus seinen Beziehungen zu den anhydritführenden Werfener Schichten erschließen konnten, dem Muschelkalk angehört. Ich teile hier zunächst mit, was in der Berührungsregion zwischen Trias und Carbon zu beobachten war.

An der östlichen Ulme erhielt ich von den Grenzverhältnissen das vorstehende Bild (Fig. 27). Die dunkelschraffierte Partie der Stollenwand besteht aus obercarbonischen Schiefergesteinen, die lichtgehaltene Region aus dem dickbankig gegliederten, klüftigen Muschelkalk. Wenn man von Süd her kommt, befindet man sich an der Grenze von Ring 103 und 102 noch im Triaskalk, unter welchem sich im zweiten Drittel des Ringes 102 die dunklen Carbonschiefer über die Tunnelsohle emporheben. Von hier steigt das Dach von Triaskalk rasch zum oberen Rande des Aufschlusses empor und erreicht denselben genau an der Grenze von Ring 102 und Ring 101. Obwohl der Schnitt das Schichtstreichen fast rechtwinkelig verquert, ist der Verlauf der Grenze doch ein unregelmäßiger. Sie bildet eine durch kurze Querverwerfungen gebrochene Linie. In halber Höhe der Stollenwand bemerkt man außerdem eine eigentümliche Verzahnung von Triaskalk und Carbonschiefer: An einer flachliegenden Kluft spaltet sich ein keilförmiges Fragment einer Kalkbank ab und in der Trennungskluft schiebt sich andrerseits ein Schiefertrum nach Süd in das Triaskalkdach hinein. Daß es sich hier um mechanische Umgestaltungen handelt, unterliegt keinem Zweifel. Die im nördlichen Teile des Ringes vollkommen trockenen Carbonschiefer sind an der Grenze gegen die von wasserführenden Spalten durchsetzte Kalkdecke aufgeweicht und in eine

halbplastische Masse umgewandelt, welche den Wirkungen des Gebirgsdruckes sicherlich kaum einen besonderen Widerstand entgegenzusetzen imstande ist. Die punktierte Linie in unserer Skizze bezeichnet die ziemlich scharf umschriebene Region, bis zu welcher die Durchtränkung und Auflockerung der Schiefer in die Schichtenbasis hineinreicht. Der im September 1905 skizzierte Aufschluß eröffnete mir erst das Verständnis für eine Erscheinung, welche ich bei der früheren Befahrung dieser Tunnelstrecke im Juni desselben Jahres beobachtet hatte. Der Sohlstollen bot damals an der westlichen Ulme, dem eben besprochenen Aufschlusse gerade gegenüber, das in Fig. 28 dargestellte Bild.

Am Nordrande des Aufschlusses sah man auch hier die schwarzen stark zerknitterten Schiefer des Obercarbons unter die klüftigen Muschelkalkgesteine hinabtauchen. Die Grenze zeigte an der Sohle des Stollens ein Verflächen von nur 30°, richtete sich aber bis zum oberen Rand des Aufschlusses zu 60° auf. Im Hangenden der Formationsgrenze, und zwar in einem Abstande von etwa 2 *m* lagerte aber innerhalb des Triaskalkes nochmals eine nach rechts und links keilförmig sich ausschneidende Scholle von schwarzem Carbonschiefer, welche mit scharfwinkeliger Begrenzung in das Kluftnetz des massigen Triaskalkes eingefügt erschien. Der unteren Begrenzung der Schieferscholle entlang und innerhalb der in den Kalk einspringenden Buchten beobachtete man harte Knollen von Wallnuß- bis Hühnereigröße, die sich

Fig. 28.



Grenze von Carbonschiefer und Triaskalk im Ring 102, westliche Ulme.

s = Dunkle Schiefer des Obercarbon. | *m* = Triaskalk.

unter Zurücklassung glattwandiger Hohlräume leicht aus den Schiefern auslösen ließen. Es waren Fragmente von Triaskalk von rundlicher oder flach ellipsoidischer Gestalt mit einem eng anschließenden Mantel von schwarzem Tonschiefermaterial. Diese schiefrige Umhüllung der geschiebeartigen Einschlüsse zeigte ringsum spiegelnde Gleitflächen.

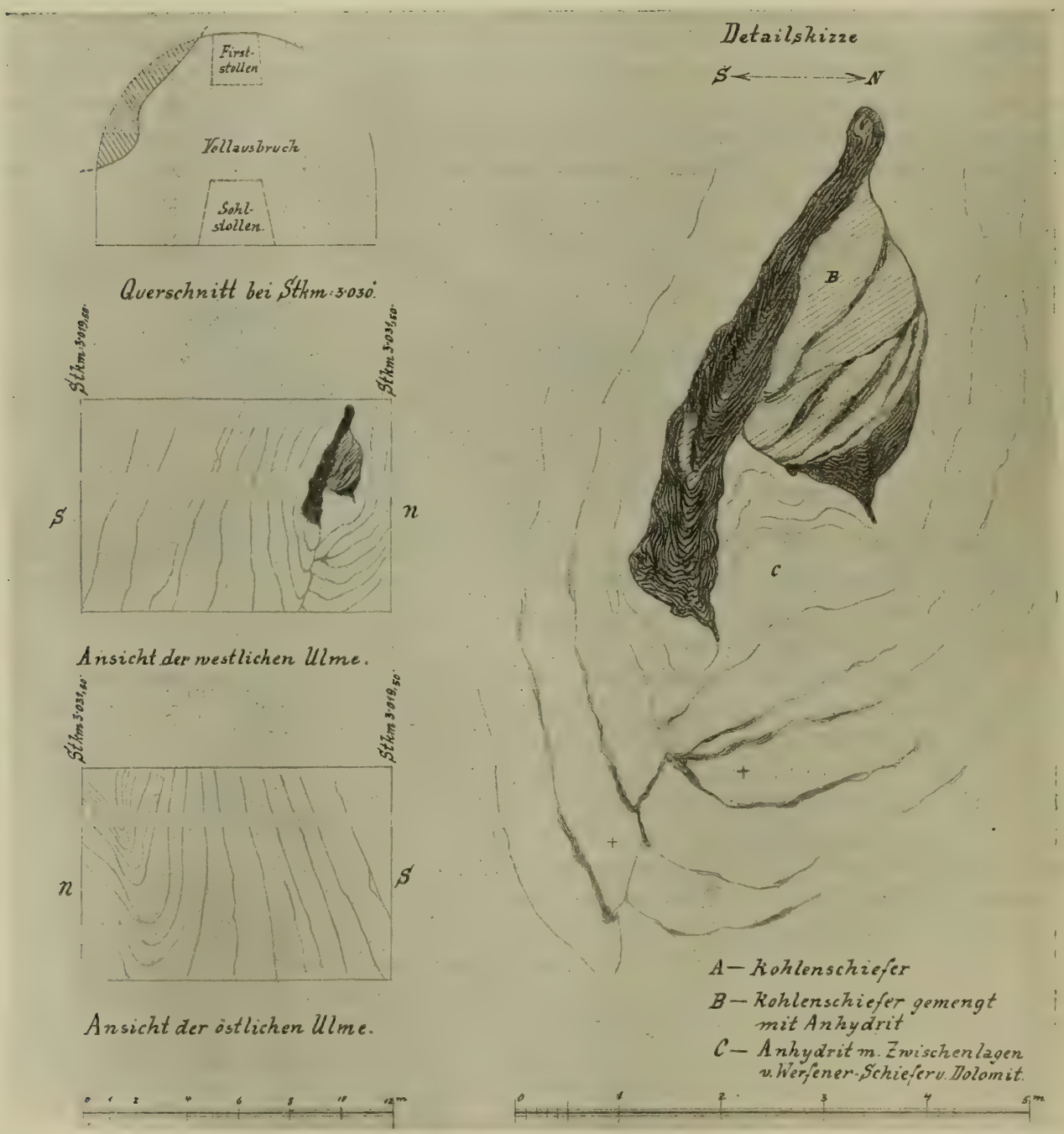
Der hier geschilderte Aufschluß illustriert offenbar nur die weitere Ausbildung der mechanischen Veränderungen, welche nach der oben in Fig. 27 gegebenen Darstellung in der Grenzregion zwischen klüftigem Triaskalk und aufgeweichtem Carbonschiefer erwartet werden können. Die vom Kalk umschlossene Schieferscholle entspricht zweifellos dem Schiefertrum, das dort längs einer flachliegenden Kluft in den Triaskalk hineingreift, das aber an der westlichen Stollenwand derart angeschnitten wird, daß es von seiner Basis vollkommen abgetrennt erscheint. Die Kalkeinschlüsse dagegen dürften als die letzten Reste des Triaskalksporns zu betrachten sein, welcher durch den Gebirgsdruck zertrümmert wurde und dessen Fragmente sodann durch Gleitbewegungen zu geschiebeartigen Sphaeroiden mit spiegelnden Schiefermänteln umgeformt worden sind.

Kurz vor Abschluß der Vollausbrüche ergab sich übrigens in der Durchschlagsregion noch ein weiterer, sehr instruktiver Beweis für das Vorhandensein von mechanischen Verknetungen carbonischer und triadischer Gesteine. Wir verdanken die Kenntnis desselben nur der großen Sorgfalt, mit welcher Herr Ingenieur R. Franz diese letzten Aufschlußarbeiten als geologischer Berichterstatter überwacht hat.

Nachdem die von Stollenmeter 3008·5 bis 3055 reichende Anhydritzone bereits in ihrer ganzen Breite durchfahren worden war, ohne daß etwas anderes zum Anschnitt gelangt wäre als der wohlgeschichtete Anhydrit und die damit wechsellagernden bunten Schiefer und dolomitischen Kalke, ergab sich anfangs Dezember 1905 beim Ausbruch fast des letzten Ringes dieser Tunnelstrecke ein höchst bemerkenswerter geologischer Aufschluß. Während der Minierungsarbeiten in der Kalotte dieses Ringes

— es war dies Ring 3 des vierten Kilometers der Südseite (Stollenmeter 3019·5 bis 3031·5) — beobachtete Ingenieur Franz in der westlichen Ulme bei Stollenmeter 3029 eine im Mittel 40 *cm* breite Einlagerung von unzweifelhaftem Carbonschiefer in hartem, rauchgrauem Anhydrit, welche in Firststollenhöhe beginnend, sich parallel zur Schichtung des Anhydrits in den Ausbruchsraum hineinzog. Ich reproduziere anschließend in Fig. 29 die instruktiven Zeichnungen, welche Herr Ingenieur Franz nach Vollendung des Vollausbruches entworfen und zur Erläuterung des Vorkommens zur Verfügung gestellt hat. Die Lagerungsbeziehungen zur Carbon-Trias-Grenze sind auf Tafel III dargestellt.

Fig. 29.



Eingeklemmte Scholle von obercarbonischem Schiefer im Anhydrit der oberen Werfener Schichten bei Stm. 3030.

Nach einer Originalzeichnung von Ing. R. Franz, 29. XII. 1905.

Die Stollenschnitte zur Linken im Maßstabe 1 : 250, die Detailskizze zur Rechten im Maßstabe 1 : 62.

In dem Tunnelquerschnitt links oben wird durch dunkle Schraffierung angedeutet, wie weit die Carbonschiefer überhaupt in den Ausbruchsraum hineinreichen. Man ersieht daraus klar, daß die Schieferpartie weder im Sohlstollen noch im Firststollen beobachtet werden konnte. Die zweite Figur gibt eine Gesamtansicht der westlichen Ulme mit der in den Anhydrit eingeklemmten Carbonschieferscholle, die dritte Figur die Ansicht der gegenüberliegenden östlichen Ulme, beide im Maßstabe 1 : 250. Das Aufschlußbild der westlichen Ulme zeigt deutlich, daß die carbonischen Schiefer den innersten Kern einer zusammengeklappten Steilfalte von Anhydrit bilden und daß die starren Anhydrite in der Faltenbeuge gebrochen und disloziert sind. An der östlichen Ulme ist von den carbonischen Schiefern nichts mehr zu sehen, aber die Steilfalte ist an der korrespondierenden Stelle gut ausgeprägt und zwar ohne Bruch in der Umbiegungsregion.

Die im Maßstabe 1 : 62·5 gezeichnete Detailskizze zur Rechten der beiden Ulmenbilder illustriert den Bau des Muldenkernes. Man sieht, daß die in der Achse der eng zusammengepreßten Synklinale liegende Störungslinie in der Carbonschiefereinfaltung ihren Ursprung nimmt und diese in zwei Teile spaltet, die beide nach unten spornförmig ausgequetscht sind. Die mit einem Kreuz bezeichneten Anhydritpartien rechts und links von der Bruchlinie erweisen sich nach ihrem inneren Aufbau deutlich als dislozierte Fragmente einer und derselben Gesteinsbank. Energischer hat die Verschiebung auf den Kern der Mulde gewirkt. Die eingeklemmte Scholle von Carbonschiefer erscheint nämlich nicht nur, wie schon oben bemerkt, in zwei Teilstücke gespalten, sondern man beobachtet auch an der Grenze der beiden gegen einander verschobenen Fragmente eine Bildung mylonitischen Charakters. Die in der Detailskizze mit *B* bezeichneten, offener schraffierten Partien bestehen aus einem Zerreibsel von Anhydrit und Carbonschiefer, das nur als Produkt einer mechanischen, durch Druck und Bewegung bedingten Mengung des Materiales beider Gesteinshorizonte betrachtet werden kann. Solche mechanische Kontaktprodukte sind an einer Stelle auch in dem mit *A* bezeichneten schmalen Schiefersporn eingepreßt.

Die eigentümliche Verknüpfung von Carbonschiefer und Anhydrit, über welche wir hier berichtet haben, wurde 21 *m* in Nord von der bei 3008·5 durchörterten Formationsgrenze erschlossen. Bei der Befahrung des Sohlstollens im Juni 1905 beobachtete ich, wie oben p. 86 [228] mitgeteilt wurde, 20 *m* jenseits dieser Formationsgrenze an der Westwand des Stollens eine 2 *m* breite Zone von Trümmerbreccien, welche ich auf Grund der Lagerungsverhältnisse als Breccienbildungen tektonischer Natur zu deuten versuchte, ohne zu ahnen, daß wenige Meter höher in dem damals noch geschlossenen Gebirgsraum ein Sporn von Carbonschiefer stecke, welcher diese Annahme bestätigen und das Bild dieser Störung vervollständigen würde. Denn der genetische Zusammenhang beider Erscheinungen liegt ja nun klar zutage. Eine andere Frage ist es, ob die eingeklemmte Partie von Carbonschiefer mit der Hauptmasse der obercarbonischen Schichten noch im Zusammenhange stehe, also gewissermaßen nur eine spornförmige Einsackung oder Einstülpung in die Anhydritschichten darstelle, oder ob dieselbe als vollständig abgequetschte und in die Anhydritschichten eingefaltete Scholle zu betrachten sei. Die Aufschlüsse reichen nicht hin, dies mit Sicherheit zu entscheiden. Es bleiben beide Möglichkeiten offen. Zieht das Dach von Carbonschiefer, das im Sohlstollen mit 60° in Süd abfällt (vgl. Tafel III), mit gleichbleibender Neigung über die geschilderte Einfaltung hinauf, so würde sich zwischen dem Aufschluß in der Kalotte unseres Tunnelringes und diesem Schieferdach ein Vertikalabstand von etwa 14 *m* ergeben, den man sich von Anhydrit ausgefüllt vorstellen könnte. Die Grenzfläche könnte sich aber auch außerhalb des Tunnelquerschnittes unregelmäßiger gestalten oder an einer Querstörung gegen die Anhydritzone hin einsinken, so daß eine solche aus Anhydrit bestehende Zwischenregion ganz entfallen würde. Das Wesen der Erscheinung, das Ineinandergreifen von Carbonschiefer und der anhydritführenden Werfener Schichten infolge von Faltungsvorgängen, bleibt übrigens in beiden Fällen dasselbe.

Wasserführung.

In bezug auf die Wasserführung herrschten im Karawankentunnel durchwegs ganz normale, mit Gesteinscharakter und Schichtenverband in bestem Einklang stehende Verhältnisse. Große, katastrophale Wassereinbrüche, ähnlich jenen im Bosruck- und Tauerntunnel, haben sich hier glücklicherweise nicht ereignet.

Nord- und Südstollen boten entsprechend dem verschiedenen geologischen Bau der aufgefahrenen Strecken auch hinsichtlich der Wasserführung ein verschiedenes Bild, das an der Hand der in den Gesteinsprotokollen niedergelegten Notizen der Bauleitung und meiner eigenen Beobachtungen nun in Kürze erläutert werden soll. (Vgl. hiezu Tafel II.)

Die zerklüfteten Dolomite und Kalke, welche der Nordstollen im ersten Kilometer bis zum Eintritt in die Hauptaufbruchszone von Werfener Schichten, also bis zu Stollenmeter 750 durchörterte, haben dem Tunnel schon in Form von »Regen« reichliche Wassermengen zugeführt. Bei der geringen Höhe der Gebirgsüberlagerung — dieselbe beträgt hier nur 100 bis 150 *m* — und dem Mangel an wasserabschließenden jüngeren Auflagerungen an der Gebirgsoberfläche machte sich jeder ergiebigere Niederschlag im Sohlstollen sofort fühlbar. Eigentliche Quellen mit einer meßbaren, durch einige Zeit andauernden Ergiebigkeit wurden nur im Bereiche der Überschiebungs- und Aufbruchszonen bei Stollenmeter 63 bis 80, Stollenmeter 143 bis 256 und Stollenmeter 378·5 bis 413·2 angefahren. Hierher gehören die Quellenbildungen bei Stollenmeter 64, die Quelle mit 0·6 Sekundenliter bei Stollenmeter 227·7 und eine kleine Quelle bei Stollenmeter 414, welche den Eintritt in den nördlichsten Werfener Schieferaufbruch des Tunnels markiert.

Sehr reichlich gestalteten sich die Wasserzuflüsse in der Grenzdolomitzone im Hangenden dieses Aufbruches von Werfener Schiefern. Hier drang aus dem klüftigen Gestein von allen Seiten zum Teil unter starkem Druck Wasser in den Stollen ein, so daß man an manchen Stellen wie unter einer Brause hinschritt. Der Aufschluß dieser Strecke (Mai bis September 1902) vollzog sich daher unter höchst unerquicklichen Verhältnissen und noch lange nachher erforderte der Gang durch diesen Abschnitt des Sohlstollens eine besondere Ausrüstung. Der Gesamtabfluß des Stollens stieg in kurzer Zeit auf 60 Sekundenliter. Es ist sofort klar, daß hier eine Wasseraufstauung auf der undurchlässigen Werfener Schieferbasis angeschnitten wurde. In den Aufzeichnungen der Bauleitung finden sich über die Wasserführung in dieser Aufschlußstrecke folgende Daten:

Juni	1902	Stollenmeter	460 bis 490	Reichlicher Wasserzufluß, bei 482 Ortsverbruch beim Anfahren einer wasserführenden Spalte.[1]
Juli	1902	»	507	Starker Wasserzutritt, welcher 20 Sekundenliter erreicht.
»	1902	»	510	Neuerlich Wasser, aber in geringerer Menge.
»	1902	»	520	Wasser aus der Sohle.
August	1902	»	537	Zwei Quellen mit zusammen 5 Sekundenliter. Geruch nach Schwefelwasserstoff.
»	1902	»	541	Links oben ein 10 *cm* starker Wasserarm von bedeutendem Druck.
»	1902	»	571·9	Nachlassen der Wasserzuflüsse, auch die aufgeschlossenen Quellen werden ruhiger.

Man hatte hier die obere Grenze des auf der Werfener Schieferbasis angestauten Wasserreservoirs erreicht, denn bei Stollenmeter 600 ist der Grenzdolomit schon vollkommen trocken und behält diesen Charakter auch weiterhin bis an den Nordrand der zweiten Aufbruchszone von Werfener Schichten bei, in welche der Tunnel bei Stollenmeter 750 eintrat. Daß diese Gesteinszone nicht neuerdings anstauend

[1] Wir befinden uns hier innerhalb der Rauhwackenzone (Stollenmeter 468 bis 488), auf deren Beziehungen zur Wasserzirkulation schon oben (p. 49 [191]) hingewiesen worden ist.

wirkte, daß sich das Gebirge vielmehr schon 150 *m* vor dem Eintritte in diese zweite Zone von Werfener Schiefer als trocken erwies, ist auf den Umstand zurückzuführen, daß die letzteren infolge der Schichtenüberkippung als schützendes Dach über den Grenzdolomit übergreifen, statt ihn zu unterlagern; es konnte dies ja noch in den korrespondierenden Tagaufschlüssen konstatiert werden (siehe Fig. 4, p. 21 [163]).

Da für die Nordseite des Tunnels nur ein Gefälle von 3 Promille vorgesehen war, konnten die zwischen Stollenmeter 460 und 572 erschlossenen Gebirgswässer nicht so rasch abgeleitet werden. als es im Interesse des Arbeitsfortschrittes wünschenswert gewesen wäre. Um so freudiger wurde es begrüßt, daß die nun folgende Zone von Werfener Schichten, welche in einer Ausdehnung von 950 *m* durchörtert wurde (Stollenmeter 750 bis 1700) eine fast völlig trockene Arbeitsstrecke darstellte. Das Gesteinsprotokoll berichtet hierüber in der Rubrik »Besondere Bemerkungen« folgendes:

»Bei Stollenmeter 800 schwacher Regen (aus kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten!). Bei 920 trockene Brust in roten Werfener Schiefern. Das trockene Gebirge hält innerhalb der Werfener Schiefer an, nur bei Stollenmeter 1010 ist die westliche Ulme feucht. Dann wieder alles trocken. Bei Stollenmeter 1200 stark mit Gips durchsetzte Schichten, vollkommen trocken.«

Von Stollenmeter 1681·2 ab zeigte das Gebirge Schweiß, der stellenweise ziemlich stark wurde. Da man sich hier bereits nahe der oberen Grenze des Südflügels der Werfener Schichten befand, erschien die Befürchtung gerechtfertigt, daß die anisischen Dolomite im Hangenden der flach in Süd einfallenden Werfener Schiefer abermals ein Wasserreservoir darstellen könnten. Es war dies jedoch nicht der Fall; das Gebirge blieb naß, aber stärkerer Wasserzutritt stellte sich nicht ein.

Auch innerhalb der Zone steil aufgerichteter dunkler Kalke und bunter Schiefergesteine, die zwischen Stollenmeter 2076 und 2237 im Hangenden des unteranisischen Grenzdolomits durchfahren wurden, gab es nur nasse Stellen, aber keine Quellenbildung.

Erst im Bereiche der flach gelagerten Kalke und Dolomite der ladinischen Stufe, in denen sich der Sohlstollen zwischen 2320 und 4022 bewegte, wurden wieder ab und zu kleine Quellen angefahren, die stärkste mit 0·5 Sekundenliter bei Stollenmeter 2826·6. Abermals waren es die sandig verwitternden Rauhwackenlager, welche die Bahn für die Wasserzirkulation bestimmten.

Mit dem Eintritt in die Wengener Plattenkalke wurde die Stollenbrust wieder trocken und diese für die Bauausführung günstigen Verhältnisse dauerten bis zum nächsten Gesteinswechsel an. Schon in den Breccien des Muschelkalkes nahm die Gebirgsfeuchtigkeit zu, aber erst nach Durchquerung der schmalen Zone von Werfener Schiefern, welche diese von den Breccienbildungen der Permformation scheidet, trat der Stollen neuerdings in eine quellreiche Gesteinszone ein. Nach den Aufzeichnungen der Ingenieure der Bauleitung wurden innerhalb der bunten permischen Kalkbreccien folgende Zuflüsse angefahren:

Stollenmeter	4315	Quelle mit	1·5	Sekundenliter
»	4352	» »	0·5	»
»	4460	» »	2	»
»	4498	» »	3	»

Bei Stollenmeter 4476 trat das Wasser unter hohem Druck aus den Gebirgsspalten hervor. Der starke Wasserzudrang hielt bis zu Stollenmeter 4525·8 an, herrschte also durch die gesamte, in einer Ausdehnung von 174 *m* durchörterten Gesteinszone. Da der Sohlstollen innerhalb der permischen Breccien im Gegengefälle vorgetrieben werden mußte (vgl. oben p. 84 [226]), war zur Gewältigung der mächtigen Zuflüsse eine besondere Wasserhaltungsanlage notwendig; es wurden zwei elektrisch betriebene Zentrifugalpumpen mit einer Gesamtleistung von 250 Sekundenlitern in den Stollen eingebaut. [1]

Vom geologischen Standpunkte aus bot die Erschließung reicherer Wasserzuflüsse in den permischen Breccien eigentlich nichts Überraschendes; es handelte sich hier einfach um Wasseranstauungen

[1] Vgl. p. 20 der oben zitierten Denkschrift von Hofrat J. Hannack über den Bau der neuen Alpentunnels.

durch den nächst tieferen geologischen Horizont, die undurchlässigen Schiefer des Obercarbons, welche der Sohlstollen bei Stollenmeter 4526 tatsächlich angefahren und in einer Aufschlußlänge von 329 *m* durchörtert hat. Die Schichtfolge ist zwar, wie oben p. 64 [206] dargestellt wurde, in Nord überkippt, so daß die Carbonschiefer im Durchgangspunkte des Sohlstollens die permischen Breccien überlagern, aber gerade die reichliche Wasserführung der Breccienzone weist darauf hin, daß wir hier der Region nicht allzu fern sein dürften, in welcher der überkippte Mittelschenkel der Falte in den flach gelagerten Liegendschenkel übergeht. In diesem Teile der Falte mußte die stauende Wirkung der undurchlässigen Carbonschiefer naturgemäß besonders zur Geltung gelangen.

Die im Obercarbon verlaufende Tunnelstrecke war wieder vollkommen trocken. Erst bei Stollenmeter 4851·5 begann die Stollenbrust feucht zu werden. Es waren das die ersten Anzeichen des nahen Gesteinswechsels, denn schon bei Stollenmeter 4855 wurden im Hangenden der Schiefer die Kalke und Dolomite des in den obercarbonischen Schichtkomplex eingeklemmten triadischen Faltenrestes angefahren. Über die Wasserführung dieser Gesteine wurde schon oben (p. 87 [229] berichtet.

Im Nordstollen hat man somit nur zwei wasserreichere Gesteinszonen durchörtert, die unteranisischen Dolomite zwischen Stollenmeter 460 und 572 mit einer mittleren Ergiebigkeit von 60 Sekundenlitern und die permischen Breccien zwischen Stollenmeter 4352 und 4526, die im Durchschnitt etwa 100 Sekundenliter geliefert haben. Im ersteren Falle bildeten undurchlässige Gesteine des Werfener Horizontes, im letzteren die Schiefer des Obercarbons die wasserstauende Schichtenunterlage.

Im Südstollen herrschten in bezug auf die Wasserführung günstigere Verhältnisse. Die bei Stollenmeter 102 erschlossenen Wassermengen (siehe oben p. 66 [208]) stammten nicht aus dem Grundgebirge, sondern aus dem Schuttmantel der Steillehne West von Birnbaum. Innerhalb des triadischen Grundgebirges erfolgte der erste Wassereinbruch bei Stollenmeter 213 in einer mit Reibungsbreccien erfüllten Spalte an der Grenze von Holopellenkalken der oberen Werfener Schichten und gipsführenden Tonen und Letten (vgl. p. 67 [209]). Die Wasserzuflüsse versiegten bald. Eine schwache Quelle wurde sodann bei Stollenmeter 430 im Hangenden von Gips und Anhydrit erschlossen, eine stärkere, die längere Zeit unveränderte Ergiebigkeit aufwies, bei Stollenmeter 477 angefahren. Die letztgenannte Quelle brach aus rotem sandigen Schiefer hervor, der sich als gestörter Schichtensattel aus einer Zone von kalkigen Gesteinen der oberen Werfener Schichten heraushebt (siehe p. 69 [211]). In ähnlicher geologischer Position befanden sich auch die übrigen Wasserzuflüsse, die bei der Durchquerung der triadischen Schichten im Südstollen erschlossen worden sind. Überall bildete die gipsführende Grenzzone zwischen unteren und oberen Werfener Schichten die wasserbindende Gebirgsgrundlage. Die wasserreichste Sohlstollenstrecke war die Region von Stollenmeter 640 bis 720, welche in den Monaten August und September 1902 aufgeschlossen wurde. Der Stollen bewegte sich hier in dem muldig gelagerten Dolomit, der in dem Bergrücken Ost vom Doveršniggraben zutage ausstreicht — das oben p. 65 [207] erwähnte Tunnelsignal steht auf diesem Dolomit — und der anderseits nahe unter der Tunnelsohle von undurchlässigen gipsführenden Schichten unterlagert wird, beides Umstände, die einen reicheren Wasserzudrang erklärlich machen.

Die bei Stollenmeter 1095 erreichte Grenze zwischen Trias und Carbon war vollkommen trocken.

Innerhalb des obercarbonischen Schichtenkomplexes bilden die Einlagerungen von Quarzkonglomerat und groben quarzigen Sandsteinen und der gut gebankte klüftige Kohlenkalk die einzigen wasserleitenden Gesteinszonen. Die Schiefertone und die mit ihnen wechsellagernden feinkörnigen Grauwackensandsteine erwiesen sich fast durchwegs als trocken. Auf die konglomeratischen und kalkigen Einlagerungen entfielen von der Gesamtaufschlußlänge des Obercarbons im Betrage von 1912 *m* nur etwa 250 *m*. Da die genannten untergeordneten Lagermassen durch Störungen mannigfachster Art aus ihrem normalen Verbande gerissen und vielfach zerstückt erscheinen und infolgedessen nirgends als ununterbrochene Gesteinslagen an die Oberfläche des Gebirges ausstreichen, so erlangen sie als wasserleitende Gesteinszonen nicht jene Bedeutung, die ihnen theoretisch zukommen würde; ihre Wasserführung war

stets nur eine sehr beschränkte. Die obercarbonischen Schichten repräsentierten daher in bezug auf diesen Punkt die günstigste Aufschlußstrecke des ganzen Tunnels.

Die Abhängigkeit der Wasserführung von den Einlagerungen konglomeratischer und kalkiger Schichten geht klar aus den Daten hervor, welche hierüber dem geologischen Längenprofile von Franz und Köthe entnommen werden können. Sie geben auf eine Aufschlußstrecke von 1630 *m* ein vollkommen getreues Bild der Wasserführung innerhalb der obercarbonischen Schichten.

Stollenmeter 1355 Südrand einer 25 *m* breiten Zone von Quarzkonglomerat, Brust naß.

» 1490 bis 1495 Kurz vor dem Eintritt in die bei Stollenmeter 1493 beginnende mächtigere Lagermasse von Quarzkonglomerat erwies sich die Ortsbrust in den bisher trockenen Kohlenschiefern naß.

» 1595 Kleine Quelle in Kohlenschiefern mit Sandsteinlassen. Die Wässer sitzen aus der im Hangenden dieser Schichten folgenden Einlagerung von grauen Kalken zu, welche bei Stollenmeter 1600 angefahren und in einer Mächtigkeit von 15 *m* durchörtert wurden.

» 1680 bis 1695 Steil in Süd verflächende Bänke von Quarzkonglomerat, Brust naß.

» 1882 bis 1890 Quarzkonglomerat und Quarzsandstein mit schiefrigen Zwischenschichten, Brust feucht.

» 1910 bis 1920 Zwei kleine Quellen, welche auf Einlagerungen von grauem Kalk und Quarzkonglomerat bezogen werden müssen, die zwischen 1915 und 1925 durchfahren wurden.

» 2052 Kleine Quelle im Kohlenschiefer vor dem Eintritt in eine 17 *m* mächtige Lagermasse von grauem Kalk.

» 2065 Zweite Quelle innerhalb derselben Kalkzone, und zwar im Hangenden einer dünnen Kohlenschieferlasse, die sich in den Kalk einschaltet.

» 2470 bis 2475 Innerhalb einer breiteren Zone steil aufgerichteter grober Sandsteine, die in einer Mächtigkeit von 9 *m* durchfahren wurde, zeigte sich in einer Kohlenschieferlasse Wasser mit Kochsalzgehalt.

» 2546 Am Nordrande einer breiteren Zone von Sandstein mit Kohlenschieferlassen, über welcher in 10 *m* Mächtigkeit kalkige Gesteinsbänke folgen, zeigte sich Regen von salziger Beschaffenheit.

» 2562 bis 2565 (Analyse I) Bei Stollenmeter 2562 traten im Sohlstollen salzige Wässer mit einer Ergiebigkeit von 0·1 Sekundenliter auf. Dieselben Wässer wurden später im Firststollen bei Stollenmeter 2565 mit 0·5 Sekundenliter angefahren; gleichzeitig versiegten die Zuflüsse im Sohlstollen. Die Wässer entstammen einem eng gefalteten und verdrückten Schichtverband von Schiefern, Sandsteinen und dünnbankigen Kalken.

» 2655 Salzige Tropfwässer aus einem Komplex dunkler Schiefertone, in welchen sich Sandsteinplatten und Kalklinsen einschalten.

» 2678 Salzige Tropfwässer aus schiefrigen Sandsteinen mit Kalklinsen, bei

» 2692 2692 als Regen.

» 2736 (Analyse II) In einem Schieferton mit Kalklassen stellt sich an der Basis einer 4 *m* mächtigen Kalkbank ein starker Zudrang von salzigem Wasser ein, der bis auf 2 Sekundenliter steigt.

» 2805 (Analyse III) In den tiefsten Bänken eines 50 *m* mächtigen Fusulinenkalklagers, der mächtigsten Kalkeinlagerung im Bereiche des Tunnelprofiles, wurde im Firststollen ein durch Schwefelwasserstoffgeruch auffallendes Wasser erschlossen.

Stollenmeter 2905	Eine verdrückte Partie von Quarzkonglomerat, Brust feucht.
» 2980	Tonschiefer mit Kalkbändern und Sandsteinlassen, Brust naß.

Die vorstehende Übersicht fixiert zugleich genauer die geologische Situation jener Punkte im Tunnelprofil, an welchen Wasserproben zur chemischen Untersuchung entnommen wurden. Dieselben sind mit Analyse I, II und III bezeichnet. Die interessanten Ergebnisse dieser Untersuchungen, welche Herr Regierungsrat C. v. John im Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführt hat, bilden den Inhalt einer besonderen Mitteilung in diesem Bande der Denkschriften.[1] Das der Analyse I zugrunde liegende Wasser ist nach C. v. John als Salzsoole zu bezeichnen, Analyse II weist auf ein muriatisches Glaubersalzwasser, Analyse III auf einen muriatischen Säuerling hin. Die geringen Wassermengen, um die es sich handelt, und die träge Zirkulation innerhalb eines meist aus undurchlässigen Medien aufgebauten Gebirgskörpers machen die bedeutende Anreicherung salziger Auslaugungsprodukte leicht verständlich. Eine Quellenbildung, welche vielleicht zum Vergleiche mit diesen mineralreichen Wässern des Tunnels herangezogen werden könnte, ist die Schwefelwasserstoff führende kalte Quelle, die im Obercarbon des Naßfeldes bei Pontafel entspringt.[2] Doch scheint eine chemische Untersuchung des Wassers dieser Quelle nicht vorzuliegen.

Bei Stollenmeter 3008·5 tritt der Sohlstollen aus den obercarbonischen Schichten plötzlichin Anhydritbänke der Werfener Schichten ein. Die Grenzregion war vollkommen trocken. Erst nahe dem Nordrande der im ganzen 47 *m* breiten Anhydritzone wurde bei Stollenmeter 3052 noch innerhalb des Anhydrits eine Quelle mit 8 Sekundenlitern angefahren, die sich durch reichliche Schwefelwasserstoff-Exhalationen unangenehm bemerkbar machte (siehe oben p. 87 [229]). Auch die anschließende Zone von anisischen Kalken und Dolomiten erwies sich als ein ergiebiges Quellengebiet. Aus der Grenzregion von Anhydrit und Dolomit wurde bei Stollenmeter 3056·5 Wasser geschöpft und der chemischen Untersuchung zugeführt. Regierungsrat C. v. John stellt die recht kompliziert zusammengesetzten Wässer, von denen zwei Proben analysiert wurden (Analyse IV und V des oben zitierten Berichtes) zur Gruppe der salinischen Quellen. Das Wasser enthält neben Glaubersalz sehr viel Bittersalz und Gips und Schwefelwasserstoff in erheblicher Menge Diese Zusammensetzung steht in bestem Einklange mit der Herkunft der Wässer aus der Anhydrit-Dolomitzone.

Alle im Karawankentunnel erbohrten Quellen zeigten schon einige Tage nach dem Aufschluß eine beträchtliche Abnahme der Ergiebigkeit und die meisten versiegten in kurzer Zeit vollständig. Nach der Eröffnung der Bahn war der Gesamtabfluß von Wasser aus der Südhälfte des Tunnels bei Birnbaum auf 30 Sekundenliter gesunken. Nach großen Niederschlägen erhöhte sich dieser Betrag um einige Sekundenliter und auch dieser Zuschuß stammt zum größten Teil aus den ersten 200 *m* der südlichen Tunnelstrecke, also aus der besonders aufnahmsfähigen Schuttvorlage. An der Nordseite des Gebirges erreichte der Wasserabfluß aus dem Tunnel zur selben Zeit etwa das Doppelte dieses Betrages.

Methangas.

Das Auftreten von Schlagwettern in den obercarbonischen Schichten der Karawanken wurde schon durch den alten Bergbaubetrieb in der Belšica am Südabhang des Stou festgestellt und bildete später den Gegenstand steter Sorge beim Vortrieb des Karlstollens im Reviere des Reichenberger Bergbaues nächst Aßling. In beiden Gebieten handelte es sich um die Aufschließung von Spateisensteinlinsen, die

---

[1] C. v. John, Über die chemische Zusammensetzung einiger im Karawankentunnel erbohrter Wässer. Denkschr. d. math. naturw. Klasse d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaften, LXXXII. Band.

[2] Frech, Karnische Alpen, p. 310, und Geyer, Erläuterungen zum Blatte Oberdrauburg-Mauthen, 1901, p. 49.

mit einem nahe der Hangendgrenze des obercarbonischen Schichtkomplexes eingeschalteten Fusulinenkalklager verknüpft waren. Im Reichenberger Reviere war hierzu ein Stollen von 600 *m* Länge nötig, der an seinem Eingang eine wenig mächtige Vorlagerung von Bellerophondolomit und Grödener Sandstein durchbrach, dann aber sich ausschließlich in steil aufgerichteten gasreichen Schichten des Obercarbons bewegte. Der Karlstollen liegt nur 3·5 *km* östlich von der Durchschnittslinie des Karawankentunnels, man konnte daher nahezu mit voller Sicherheit auf das Vorkommen von Methangas in der Carbonstrecke dieses Tunnels rechnen.

Die ersten Gasausströmungen stellten sich bei Stollenmeter 1052 ein, also schon 43 *m* vor dem Eintritt in die carbonische Schichtenbasis. Sie entstammten einem eng gefalteten, von zahlreichen Verwürfen durchsetzten Komplex von dünnbankigen Kalken und Dolomiten der oberen Werfener Schichten, also einer Region, in welcher die in der Tiefe angesammelten Gasmengen leicht einen Austritt in die Stollensohle finden konnten. Es hat sich in der Folge gezeigt, daß auch innerhalb der Carbonstrecke selbst die reicheren Emanationen stets an stark gestörte, zerrüttete und zerknitterte Gesteinszonen gebunden waren. Die Zertrümmerung und Auflockerung des Schichtenverbandes, welche aus solchen Störungen resultiert, schafft offenbar die Hohlräume zur Aufstapelung der Gase und der Stollenvortrieb macht dieselben dann in derselben Weise frei, wie er andernorts eine Wasseransammlung zur Lösung bringt. Der Zusammenhang zwischen Schichtenstörung und Gasaustritt ist auch aus der nachfolgenden Tabelle ersichtlich, in welcher die linke Kolonne die gasreichen Regionen, die rechte die Gesteinsbeschaffenheit der Austrittsstellen notiert. Die Zusammenstellung fußt zum größten Teil auf dem geologischen Längenprofil von Franz und Köthe.

Ort der Gasausströmung	Gesteinsbeschaffenheit
1440—1480	Bitumenreiche Kohlenschiefer, stark verbogen und zerknittert.
1510—1530	Kohlenschiefer, verbogen und zerknittert.
1612—1622	Kohlenschiefer, steil aufgerichtet, wellig.
1665—1675	Kohlenschiefer und Sandstein, welliger Schichtenverlauf bei steiler Aufrichtung.
1690—1705	Grenze zwischen Quarzkonglomerat und stark zerknitterten Kohlenschiefern.
1720—1780	Kohlenschiefer, stark gefaltet und verbogen.
1830—1845	Kohlenschiefer und Sandstein.
1852	Quarzkonglomerat.
1875	Kohlenschiefer.
1908	Quelle und Gas in gefalteten Kohlenschiefern.
2044	Starke Gasausströmung in zerknitterten Kohlenschiefern mit Sandsteinlassen.
2050	Kohlenschiefer.
2088	Gasausströmung in Schieferton jenseits einer stark gefalteten Partie von dunklem Kohlenschiefer.
2165	Starke Ausströmung in zerknitterten mit Sandsteinlassen wechsellagernden Kohlenschiefern.
2195—2200	Mit Schieferlassen durchsetzter steil aufgerichteter Komplex von Sandsteinen.
2210—2215	Kohlenschiefer mit Sandsteinlinsen.
2233	Stark gequälte Lagen von Kohlenschiefer.
2245	» » » » »
2270—2290	Verknitterte Kohlenschiefer mit Sandsteinlassen.
2330—2340	Gefältelte, zwischen mächtigeren Sandsteinbänken aufgepreßte Schieferlagen.
2360	Senkrecht aufgerichtete Kohlenschiefer.
2394	Schieferton mit verquetschten Kohlenschieferlagen.
2408—2416	Steil aufgefalteter Wechsel von Schieferton und Kohlenschiefer.

Ort der Gasausströmung	Gesteinsbeschaffenheit
2425	Wechsellagerung von Schieferton und Kohlenschiefer.
2456	» » » » »
2462—2468	In schwarzen Kohlenschiefern an der Grenze gegen einen Sandsteinkomplex mit Salzwasser leitenden Schieferblättern.
2476, 2480	Einzelne Ausströmungen in Kohlenschiefer.
4295—2500	Starke Druckzone, Kohlenschiefer mit Kalklinsen.
2565—2575	Grenze von steil aufgerichteten Sandsteinen und Kohlenschiefern.
2620—2635	Steil aufgerichtete Zone von Kohlenschiefern und Schiefertonen mit Kalk- und Sandsteineinlagerungen.
2645—2655	Außerordentlich stark gefaltete und gepreßte Kohlenschiefer.
2692—2696	Kohlenschiefer mit eingepreßten Sandsteinpartien.
2700—2710	Schieferton mit Sandsteinlinsen.
2720—2785	Schieferton mit Linsen von bituminösem Kalkstein.
2790—2800	Kohlenschiefer.
2810—2823	Kalkstein mit Kohlenschiefermitteln.
2855—2875	Stark gequälte Kohlenschiefer.
2882	Gasausströmung am Rande einer senkrecht stehenden Kalklinse in Kohlenschiefer.
2905—2925	Kohlenschiefer.
2937—2952	Wechsel von Kohlenschiefer und Schieferton in der Umrandung einer stark verdrückten Kalkeinlagerung.
2940	Im Firststollenaufbruch Schlagwetterkatastrophe (siehe p. 83 [225]).
2970—2980	Stark verquetschte Partie von Kohlenschiefer mit gestreckten Sandstein- und Kalklinsen.
3005	Letzte Gasausströmungen in den Kohlenschiefern, 3 *m* vor der Anhydritgrenze.

In der vorstehenden Tabelle sind aus dem geologischen Längenprofil der Ingenieure aus praktischen Gründen zwei Gesteinsbenennungen unverändert herübergenommen worden, welche einer kurzen Erläuterung bedürfen. Es sind das die Bezeichnungen Kohlenschiefer und Schieferton. Als Kohlenschiefer bezeichnet das genannte Detailprofil die mit spiegelnden Gleitflächen durchsetzten, in flach linsenförmige Scheiben zerfallenden und leicht aufblätternden schwarzen Schiefertone des Obercarbons. Diese Gesteine repräsentieren die eigentlichen Druckzonen der Carbonstrecke. Unter Schieferton wurden dagegen im Profil alle ebenflächig plattigen Schiefergesteine zusammengefaßt, Gesteinstypen, welche petrographisch teils als glimmerig sandige Tonschiefer, teils als glimmerreiche schiefrige Sandsteine bezeichnet werden müßten. Diese Übergangstypen zwischen Tonschiefern und schiefrigen tonreichen Sandsteinen bilden das Hauptmaterial der obercarbonischen Schichtfolge; in den Profilen, welche Frech und Geyer von den Carbonschichten der Krone und des Auernigg gegeben haben, werden sie kurz als Tonschiefer oder Grauwackenschiefer signiert.

Die Kohlenschiefer der Ingenieure sind somit ihrem Materialbestande nach bituminöse Schiefertone, welche nur unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes, den oben geschilderten, für den Tunnelbau höchst ungünstigen Habitus angenommen haben. In diesen »verruschelten« Schieferzonen liegen nun, wie die obige Zusammenstellung klar erkennen läßt, die Hauptherde der Emanation.

Die ganz besonderen Schwierigkeiten, welche dem Tunnelbau aus dem Auftreten der Methangase erwuchsen, hat Hofrat Hannack in seinem des öfteren zitierten Berichte (l. c. p. 24, 27 bis 29) in lebendiger Weise geschildert. Ich kann mich hier wohl mit dem Hinweis auf diese Darstellung begnügen.

Die Grubengasausströmungen waren keineswegs auf den Südstollen beschränkt, sie traten auch in dem sekundären Aufbruch carbonischer Schichten auf, welcher im Nordstollen von Stollenmeter 4526 bis 4855 durchfahren worden ist. Es wurden hier ein- bis zweiprozentige Gasgemenge an folgenden Punkten konstatiert: Stollenmeter 4529·6, 4665·6, 4671, 4688·2 und 4693·4. Die Gasentbindungen erstreckten sich also über eine beträchtliche Aufschlußlänge. Im Nordstollen wurden aber noch in einer anderen Strecke Methangasausströmungen beobachtet und zwar in der durch starke Fältelung und Zerknitterung ausgezeichneten Zone von Wengener Schichten, welche sich an die Verwerfung bei Stollenmeter 4022 nach Süd anschließt.

Das erste Vorkommen von Grubengas innerhalb dieser Gesteinszone zeigte sich bei Stollenmeter 4068, wo dasselbe nach dem Abschießen aus einer Gesteinskluft plötzlich als Fackel auf loderte. Dadurch wurde man erst auf das Vorhandensein von Methangas in dieser Sohlstollenstrecke aufmerksam und führte auch im Nordstollen eine regelmäßige Wetterkontrolle ein. Bei Stollenmeter 4117 und 4136 traten kleine Bläser auf, bei 4172 und 4192 wurde einprozentiges Grubengas konstatiert. Bei 4197 stellten sich wieder Bläser ein, bei 4240 und 4246 Gasgemenge mit $^1/_2$ bis 2% Methan. Die nach Süd an die Wengener Schichten anschließende von wasserführenden Spalten durchsetzte Zone von Trias- und Permgesteinen war gasfrei, erst mit dem Eintritt in den eben genannten sekundären Carbonaufbruch stellte sich wieder Methangas ein.

Die in den Wengener Plattenkalken und Kalkschiefern aufgeschlossenen Gasmengen könnten recht wohl in diesen selbst entstanden sein, denn das hier vorliegende Schichtenmaterial ist stark bituminös und reich an Spuren organischen Lebens, so daß es also keineswegs an einem Substrat für die Bildung von Sumpfgas fehlt. Aber es ist auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß der eng gefaltete und von zahlreichen Verwerfungen durchsetzte triadische Schichtkomplex (siehe hierüber oben p. 61 [203] nur die Durchgangsregion für das Methangas der obercarbonischen Schichten gebildet hat, welche an dieser Stelle des Profils in geringer Tiefe unter den in Nord überkippten Triasablagerungen erwartet werden können, insbesondere dann, wenn sich die obercarbonischen Schichten jenseits der sekundären Aufwölbung noch einmal stärker gegen die Tunnelsohle emporheben sollten. Eine solche Profilgestaltung würde dem Gesamtverlauf des Faltenwurfes ganz gut entsprechen.

Gesteinstemperatur.

Die Ergebnisse der Beobachtungen über die Gesteinstemperatur im Sohlstollen des Karawankentunnels habe ich nach den Angaben der k. k. Bauleitungen in Rosenbachtal und Birnbaum in den auf p. 100 bis 102 [242 bis 244] eingeschalteten Tabellen zusammengestellt. Das Material zu Tabelle I (Nordseite des Tunnels) verdanke ich Herrn Inspektor F. Gamillscheg, jenes für Tabelle II (Südseite des Tunnels) Herrn Inspektor W. Dürr. Die Rubrik »Besondere Bemerkungen« habe ich durch Hinweise auf das geologische Niveau, in welchem jeweils das Bohrloch zur Versenkung des Thermometers angelegt war, ergänzt. Die Bohrlochtiefe betrug 1 *m*, nur in einzelnen Fällen, wo dies besonders bemerkt worden ist, 1·5 *m*. Die höchste gemessene Gesteinstemperatur betrug 17·9° C. die tiefste 8·9° C.

Die Ergebnisse der Temperaturbeobachtungen sind nur durch ihre engen Beziehungen zur Wasserführung der durchörterten Gesteinsschichten von Interesse. Zur Erläuterung dieses Zusammenhanges habe ich auf Tafel II eine graphische Darstellung der beobachteten Gesteinstemperaturen unter das geologische Profil gestellt und in dieselbe zugleich die wichtigsten Daten über die Wasserführung eingefügt. Es ergibt sich auf den ersten Blick, daß die beiden Hauptdepressionen der Temperaturkurve im nördlichen Sohlstollen in jene Aufschlußstrecken fallen, welche wir oben p. 94 [236] als die wasserreichsten bezeichnet haben. Es ist das die Region der Wasseranstauung in den unteranisischen Dolomiten im ersten Kilometer, die bei Stollenmeter 460 einsetzt, und das Gebiet der ergiebigen Wasserzuflüsse

Tabelle I.

Karawankentunnel, Nordseite.

Gesteinstemperaturen im Sohlstollen.

Datum	Abstand vom Nordportal in Metern	Temperatur in Celsiusgraden	Besondere Bemerkungen	
November 1901	200	10·9	Klüftiger heller Dolomit (Schlerndolomit) mit Breccienstruktur. Geringer Wasserzutritt.	
Mai 1902	400	10·2	Graue Kalke mit dunklen Schiefertonlagen. Kalkige Bänke der Werfener Schichten.	
Ende August 1902	600	8·9	Grauer drusig-löcheriger Dolomit der anisischen Stufe. (Trocken.)	
November 1902	800	9·0	Hellere und dunklere, dünnplattige, tonige Kalksteine in steiler Schichtstellung. Obere Werfener Schichten.	
Ende Dezember 1902	1000	9·8	Dunkle plattig-schieferige Kalke, steil in Süd. Obere Werfener Schichten.	
Februar 1903	1200	11·0	Rote sandige Werfener Schichten mit Gipsbeschlägen. Vollkommen trocken.	
März 1903	1400	11·8	Hellere und dunklere dünnbankige Kalke der Werfener Schichten mit Gipsbeschlägen.	
April 1903	1600	11·8	Graue und rote Schiefertone der Werfener Schichten.	
Mai 1903	1800	13·4	Dunkler dolomitischer Kalk. Anisischer Grenzdolomit.	
Ende Juni 1903	2000	15·9	Grauer Dolomit. Anisischer Grenzdolomit.	
August 1903	2200	17·9	Dunkler weiß geäderter Dolomit mit Pyrit, feucht (oberer Muschelkalk).	
September 1903	2400	17·6	Dunkler Dolomit der ladinischen Stufe.	Dolomite und Rauhwacken der ladinischen Stufe.
Oktober 1903	2600	16·6	Dunkler gut gebankter Dolomit der ladinischen Stufe.	
Dezember 1903	2800	16·2	Dunkler Dolomit mit Asbestbelägen auf den Kluftflächen, wie oben.	
Jänner 1904	3000	15·6	Sandig zerfallender Dolomit, feucht, starken Einbau erfordernd.	
Februar 1904	3200	15·4	Dunkler Dolomit, trocken (sehr hartes Gestein).	

Datum	Abstand vom Nordportal in Metern	Temperatur in Celsiusgraden	Besondere Bemerkungen
März 1904	3400	14·8	Dunkler Dolomit, hart, klüftig, mit spiegelblanken Gleitflächen (feucht).
Mai 1904	3600	14·7	Dunkler bituminöser Dolomit.
Juni 1904	3800	14·8	Fester dunkler Dolomit, zum Teil mit spiegelnden Harnischen.
Juli 1904	4000	15·1	Dunkler Dolomit, klüftig.
August 1904	4200	15·0	Dunkle Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten.
Oktober 1904	4400	13·4	Bunte Breccien der Permformation.
Februar 1905	4600	12·8	Graue sandige Kalke mit schwarzem Schieferton wechsellagernd (Obercarbon).
April 1905	4800	13·2	Dunkle Grauwackenschiefer (Obercarbon).

Dolomite und Rauhwacken der ladinischen Stufe.

Tabelle II.

Karawankentunnel, Südseite.

Gesteinstemperaturen im Sohlstollen.

Datum	Abstand vom Südportal in Metern	Nummer des Thermometers	Temperatur in Celsiusgraden	Bemerkungen
23. August 1902	258 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch vollkommen trocken, in Werfener Schiefer.
30. August 1902	456 rechts der Bahn	4401	11·9	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der Werfener Schichten.
5. September 1902 . . .	258 rechts der Bahn	4401	12	Kontrollmessung.
10. September 1902 . . .	456 rechts der Bahn	4401	11·9	Kontrollmessung.
8. Oktober 1902	600 rechts der Bahn	4401	11·4	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten.
16. Oktober 1902	600 rechts der Bahn	4401	11·4	Bohrloch vollkommen trocken, in kalkigen Bänken der oberen Werfener Schichten.

Datum	Abstand vom Südportal in Metern	Nummer des Thermometers	Temperatur in Celsiusgraden	Bemerkungen
5. Dezember 1902 . . .	799 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
11. Dezember 1902 . . .	799 rechts der Bahn	4401	12	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
1. Februar 1903	1000 rechts der Bahn	4401	12·4	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
4. Februar 1903	1000 rechts der Bahn	4401	12·4	Bohrloch in anisischem Grenzdolomit.
6. März 1903	1200 rechts der Bahn	4401	12·2	Trocken, in zerklüftetem Kohlensandstein.
4. April 1903	1200 rechts der Bahn	4401	12·2	Trocken, in zerklüftetem Kohlensandstein.
12. Mai 1903	1400 rechts der Bahn	4401	12·6	Sandsteinlasse.
3. Juni 1903	1400 rechts der Bahn	4401	13	Sandsteinlasse.
5. Juni 1903	1400 rechts der Bahn	4401	13	Sandsteinlasse.
22. August 1903	1600 rechts der Bahn	4401	14·4	In Kohlenkalk.
12. September 1903 . . .	1600 rechts der Bahn	4401	14·2	In Kohlenkalk.
16. November 1903 . . .	1800 rechts der Bahn	4401	13·6	In Kohlenschiefer.
29. November 1903 . . .	1800 rechts der Bahn	4401	13·2	In Kohlenschiefer.
16. Jänner 1904	2000 links der Bahn	4401	12·6	In Schieferton. Während der Beobachtung wurde an dieser Stelle das Lüftungsrohr undicht, wodurch starke Abkühlung des Gesteins eingetreten sein dürfte.
23. Jänner 1904	2000 rechts der Bahn	4491	12·9	Beobachtung an der rechten Seite, von der undichten Stelle des Ventilrohrs entfernt.
29. März 1904	2200 rechts der Bahn	4401	13·9	Im Kohlenschiefer (mit Sandstein wechsellagernd). Bohrloch 1·5 *m* tief.
8. Mai 1904	2400 rechts der Bahn	4401	14·4	Bohrloch in Kohlenschiefer, 1·5 *m* (Kohlenschiefer und Sandstein wechsellagernd).
14. Juni 1904	2500 rechts der Bahn	4401	15·1	Bohrloch in Kohlenschiefer, 1·5 *m* tief. Kohlenschiefer mit Kalklinsen, trocken.
18. Juni 1904	2500 rechts der Bahn	4401	15·2	Kontrollmessung.
24. Juni 1904	2600 rechts der Bahn	4401	15·2	Bohrloch in trockenem Kohlenschiefer.
22. August 1904	2800 rechts der Bahn	4379	14·8	Bohrloch 1·5 *m* tief in Kohlenschiefer.
20. Oktober 1904	3025·5 rechts d. Bahn	4379	14	Bohrloch 1·5 *m* tief in Anhydrit.

innerhalb der permischen Breccien in der nördlichen Vorlage des Obercarbons. Die Wirkung dieser letzteren wurde unterstützt durch den reichlichen Wassererguß, welcher unmittelbar südlich von der Durchschlagsregion aus den anisischen Kalken und Dolomiten der im Carbon eingefalteten Trias in den Sohlstollen eintrat. So ergibt sich gerade in der Mittelregion des Tunnels eine Depression, welche um so auffallender ist, als sie mit dem Maximum der Gebirgsüberlagerung zusammenfällt, unter welchem normalerweise ein Ansteigen der Temperaturkurve zu erwarten gewesen wäre.

Auch im Südstollen erscheint der normale Verlauf der Kurve an zwei Stellen gestört. Die erste Depression, welche die Temperaturbeobachtung bei Stollenmeter 600 anzeigt, wird durch die starken Quellen bei Stollenmeter 430 und 477 eingeleitet und weiterhin durch den starken Wasserzudrang motiviert, welcher die Region zwischen Stollenmeter 640 und 720 (siehe oben p. 94 [236]) auszeichnet. Die zweite Einsenkung der Temperaturkurve von Süd her fällt in das Liegende der muldig gelagerten Riffkalke von Zakamnik, also eines ständigen Wasserreservoirs, aus welchem die bei Stollenmeter 1910 bis 1920, 2052 und 2065 angefahrenen Quellen gespeist werden. Auch hier ist also der Zusammenhang zwischen dem lebhafteren Zudrang kalter Gebirgswässer und der Erniedrigung der Gesteinstemperatur wieder vollkommen klar ausgesprochen.

Rückblick auf das Gesamtbild des Tunnelprofiles und die geologische Prognose.

Der Karawankentunnel liegt im Süden des altpaläozoischen Gebirgsstreifens, in dessen nach Nord überschobenen Falten ein Teil des Tonalitbogens an die Oberfläche gelangt, und durchbricht somit die nördlichste der jüngeren Ketten, welche Sueß als Dinariden zusammengefaßt hat. Das Obercarbon der Karnischen Alpen, die Stufe der Auernigg Schichten, bildet das tiefste Glied der hier entwickelten Schichtfolge und den Kern dieser Gebirgskette. An der Südseite des Hauptkammes hat die Abtragung des Gebirges die Auernigg Schichten in größerem Umfange bloßgelegt und wir sehen hier über ihnen in einzelnen Erosionsresten noch Teile der jüngsten Stufe des Obercarbons, die Riffkalkbildungen der Trogkofel-Schichten lagern. In der Durchschnittslinie des Tunnels sind nur am Nordrande und in der Mittelregion des Verbreitungsgebietes der Auerniggschichten Reste dieser charakteristischen Riffkalkentwicklung erhalten geblieben. Die in der Mittelregion auflagernde Scholle, die zum Teil dolomitisch entwickelte Riffbildung von Zakamnik, hat die Gestalt einer flachen Mulde, die nordwärts durch einen scharfen Bruch begrenzt erscheint. Die den Nordrand der Auernigg Schichten begleitende Riffkalkzone (p. 33 [175]) bildet den antiklinalen Gegenflügel dieser Mulde. Der südliche Gegenflügel fehlt in unserer Durchschnittslinie, er ist aber östlich und westlich desselben in einzelnen Schollen am Südfuße des Gebirges nachzuweisen (vgl. Tafel I).

Es ergibt sich daher schon aus der Verbreitung und Lagerung der Trogkofelkalke, daß der Komplex der Auernigg Schichten keine einfache Aufwölbung darstellt, sondern in zwei Sattelregionen zerfällt, von welchen die südliche denselben einseitigen Bau aufweist wie die gegen das Savetal hin vorgelagerten Triasfalten. Die vom Tunnel durchschnittene Zone von obercarbonischen Gesteinen entspricht also nicht der doppelten, sondern einer vierfachen Schichtenmächtigkeit, soferne dieselbe nicht durch die Randbrüche eingeschränkt ist. Der Bruch am Nordrande der Riffkalkscholle von Zakamnik, welcher bis in die Tunnelsohle hinabreicht, trennt die beiden Teilsättel des großen Carbonaufbruches.

Die im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Hauptkette flachgelagerte Platte obercarbonischer Schichten ist in den Westkarawanken zu einem komplizierten Faltenbau aufgestaut, dessen allgemeine Grundzüge zwar aus dem Gesamtprofil deutlich genug hervortreten, dessen Details aber selbst mit Hilfe des reichen Materiales an scharf lokalisierten Beobachtungen, wie sie ein Tunneldurchschnitt bietet, nicht entwirrt werden können. Denkt man sich die ruhig gelagerten Schichtfolgen des Auernigg oder der Krone, wie sie aus den Karnischen Alpen beschrieben worden sind,[1] mit ihren 6 bis 7 Horizonten von Quarzkonglomerat, den zahlreichen Einschaltungen von gröberen und feineren Sandsteinbänken und den mehrmals sich wiederholenden Einlagerungen kalkiger Gesteine in steile Falten gelegt und diese wieder durch die andauernden Gebirgsbewegungen zerstückt, verschoben, überhaupt mechanisch in mannigfacher Weise deformiert, so gewinnt man eine beiläufige Vorstellung von dem Bilde, das die Ulmen des Sohlstollens in der Carbonstrecke dargeboten haben. Die Schwierigkeiten einer auch nur versuchsweisen Rekonstruktion der Faltendetails wurden schon bei der Beschreibung der Tunnelaufschlüsse an konkreten Beispielen erläutert.

Über diesem kompliziert gebauten Aufbruch obercarbonischer Schichten lagern beiderseits permische und triadische Sedimente: Im Norden, im Anstieg zum Rožicasattel in regelmäßiger Folge die bunte Kalkbreccie, welche die permische Transgression eröffnet, dann Grödener Sandstein, Bellerophondolomit, Werfener Schichten und Muschelkalk (p. 33 [175]), im Süden dagegen infolge eines die Tunnelachse unter schiefem Winkel schneidenden Querbruches (p. 35 und 65 [177 und 207]) unmittelbar die untere Trias, Werfener Schichten und anisischer Dolomit.

Auch dieser jüngere Sedimentmantel ist energisch gefaltet. Die Schichtensättel wenden ihre Scheitel im Norden gegen die Drau, im Süden gegen das Savetal. Im Süden wird das Bild allerdings durch die Querstörung ungünstig beeinflußt, welche Carbon und Trias scheidet, aber in den ersten 600 *m* des Südstollens, in welchem der Tunnel rein querschlägig verläuft, kommt die der Save zugewendete Überkippung der gefalteten Schichten der unteren Trias ganz klar zum Ausdruck. Die nach Süd blickende Aufsattlung in den obercarbonischen Schichten, die sich südlich an die genannte Bruchlinie anschließen, weist darauf hin, daß auch ein Teil des paläozoischen Gebirgskerns von dieser nach Süd gerichteten Bewegung ergriffen wurde.

Gewaltiger und tiefer in den inneren Bau dieses Karawankenabschnittes eingreifend, erscheint der nach Nord vordrängende Gebirgsschub.

An der nördlichen Abdachung des Gebirges fällt zunächst eine breite Antiklinale von Gesteinen der unteren Trias auf, deren Nordflügel nach dem Drautale hin überkippt ist. In der nördlichen Vorlage dieser einseitigen Antikline beobachtet man noch zweimal invers gelagerte Schichtfolgen, die aus Überschiebungen resultieren, ein Beweis, daß die Energie der Faltung nach Nord hin noch zugenommen hat. Die Hauptzüge dieses Faltenbaues ergaben sich schon aus dem Studium der Tagaufschlüsse im Bären- und Ardešicagraben und in der Längstalfurche der Gračenica (p. 20 [162]). Versuchen wir jedoch der Frage näherzutreten, wie sich die Lagerungsverhältnisse in der Gebirgsregion gestalten, welche zwischen Nord- und Südfaltung mitteninne liegt, so erweisen sich Begehungen an der Gebirgsoberfläche als vollkommen unzureichend. Hierfür haben erst die Aufschlußarbeiten im Tunnel das entscheidende Beobachtungsmaterial geliefert, und zwar erst in einem späten Stadium, während des Durchschlages des Sohlstollens, der von dem Geologen mit nicht geringerer Spannung erwartet wurde, wie von dem Techniker. Die Durchschlagsregion enthüllte 1000 *m* unter der ruhig gelagerten Schichtfolge des Rožicasattels eine große Faltenüberschiebung, welche derselben Richtung folgt, wie die Schichtenstauungen an dem Außenrande der Triasplatte im Rosenbachgebiete. Die Tendenz zu nördlichen Überfaltungen greift somit bis in das Innere des paläozoischen Gebirgskernes zurück. Es handelt sich aber nicht um eine einfache Überschiebung, wie man nach dem Auffahren der Anhydritzone im Liegenden der obercarbonischen

[1] Man vergleiche insbesondere die Profildarstellungen Geyers im Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, 1896, p. 161 u. 168.

Schichten bei Stollenmeter 3008 zunächst erwarten mußte, sondern um ein noch komplizierteres tektonisches Bild. Die durch Anhydritbänke eingeleitete triadische Gesteinszone im Liegenden des Carbons erwies sich nur als ein eingeklemmter Faltenrest, jenseits dessen sich die obercarbonischen Schichten nochmals über die Tunnelsohle emporhoben, um hier das hangendste Glied einer steil in Nord überkippten Schichtfolge zu bilden. Diese repräsentiert erst den Mittelschenkel der Hauptfalte, während die schmale Zone von Anhydrit und Muschelkalk den Muldenkern einer sekundären Faltenbildung darstellt, welche den Hauptfaltenwurf in seinem Mittelschenkel kompliziert. Diese Sekundärfalte ist vollständig zusammengeklappt und nach Nord überschoben. Dafür spricht die reduzierte Mächtigkeit und die verkehrte Anordnung der beiden im Muldenkern noch zu beobachtenden Schichtglieder und das in Süd geneigte Verflächen der Schichten. Permische Schichten sind innerhalb dieses überschobenen Muldenkernes, wenigstens im Durchgangspunkte des Sohlstollens, nicht zu beobachten.

Es dürfte schwierig sein, die durch den Tunnel aufgeschlossenen Bruchstücke der Schichtfolge in anderer Weise zu einem plausiblen tektonischen Bilde zu verknüpfen. Nur in der zeichnerischen Ausführung bleibt natürlich dem subjektiven Ermessen ein weiterer Spielraum. Hier mußte ich zu einer halbschematischen Darstellung Zuflucht nehmen, da korrespondierende Tagaufschlüsse, welche bei der Ergänzung des Bildes leiten könnten, leider vollständig fehlen. Der Einschnitt des oberen Bärengrabens greift nirgends unter das Niveau der Wengener Plattenkalke hinab, die in der Tunnelsohle aufgeschlossene Faltung erstickt sozusagen unter der mächtigen Decke der obertriadischen Sedimente.

Die Plattenkalke und Kalkschiefer der Wengener Schichten, die der Bärengraben in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern aufschließt, füllen die Synkline der *S*-förmig gestalteten Hauptfalte. Von Nord her gesehen erscheinen sie als einheitlicher Schichtkopf einer flach nach Süd einfallenden Serie von Gesteinsbänken. Sie repräsentieren aber in Wirklichkeit eine nach Nord hin sich öffnende schiefe Mulde, in deren Südflügel im oberen Bärengraben, gerade in jener Region, in welcher die im Untergrunde des Gebirges beginnende flache Nordüberschiebung zutage ausstreicht, komplizierte Schichtenfaltungen nachgewiesen werden konnten (p. 60 [202]), die im Sinne der Hauptschubrichtung angeordnet sind. Ähnliche Schichtenstauungen zeigten sich dort, wo der Sohlstollen die Wengener Schichten durchquert; hier ist ihre Zerknitterung und Fältelung wohl zweifellos aus der Überschiebung durch die starren Massen des Muschelkalkkonglomerats zu erklären.

Nach Nord hin wird die Synklinale der Wengener Schichten durch einen Längsbruch begrenzt, der aus der Resmanica durch den Ardešicagraben ins Tunnelgebiet verfolgt werden konnte (p. 55 [197]). In der Stollensohle scheidet sie dunkle ladinische Dolomite von normalem Schlerndolomit. Nördlich von dieser Linie folgen dann neuerliche Auffaltungen von Schichten der unteren Trias; Perm und Obercarbon erheben sich nicht mehr bis zum Niveau der Tunnelsohle.

Ich möchte hier einige Bemerkungen über die geologische Prognose anschließen, welche in meinem für das Bauvergebungsoperat vervielfältigten geologischen Längenprofil vom Jänner 1902 (siehe oben p. 5 [147]) niedergelegt worden ist. Die äußeren Umrisse des tektonischen Bildes, der im Süden des Hauptkammes an die Oberfläche tretende paläozoische Gebirgskern und die einerseits nach Nord, anderseits nach Süd gewendeten Schichtenüberkippungen in den Randzonen des jüngeren Sedimentmantels, sind in diesem Durchschnitte richtig wiedergegeben. Die nördlichste Aufbruchszone von Werfener Schichten, welche in das Profil 470 *m* vom Nordeingange des Tunnels eingetragen ist, wurde an der bezeichneten Stelle auch wirklich durchfahren. Auch die ruhige Überlagerung des Nordflügels der obercarbonischen Aufwölbung durch Perm und untere Trias im Gebiete des Rožicasattels konnte ich auf Grund einer Begehung im vorhergehenden Sommer damals bereits den tatsächlichen Verhältnissen entsprechend darstellen. Eine große Schwierigkeit bereitete bei dem Profilentwurfe die Frage, in welcher Weise die Nordgrenze der Carbonaufwölbung in die Tiefe setze. Hält man sich bei der Profilkonstruktion an den Neigungswinkel, mit welchem das Carbon an der Südseite des Hauptkammes die untere Trias unterteuft, so ergibt sich ein Bild, das mit dem Schichtenbau der Trias an der Nordabdachung des Gebirgskammes schwer vereinbar ist. Ich kam daher zur Annahme, daß die Gewölbefläche nach der Tiefe hin mit allmählich

zunehmender Steilheit abfallen dürfte, so daß die Nordgrenze des Carbons die Tunnelsohle zwischen Stollenmeter 3700 und 3800 von Nord her erreichen würde und daß der Übergang zwischen den nördlich geneigten Schichten des Hauptkammes und den durchwegs nach Süd einfallenden Triasbildungen der kärntnischen Gebirgsabdachung durch eine schmale Synklinalzone hergestellt werde. Außerdem wies ich aber darauf hin, daß der scharfe Längsbruch, welcher die permocarbonische Riffkalkzone südlich des Hahnkogels nach Nord hin abschneidet, wahrscheinlich in die Tiefe fortsetzen werde und möglicherweise auf die nördliche Abgrenzung des carbonischen Schichtenmateriales im Tunnel von Einfluß sein könnte. Die an der Oberfläche mit 60° in Nord einschießende Bruchfläche wurde im Profilentwurf durch eine abgestufte Linie markiert, welche bei Stollenmeter 4420 vom Nordeingang die Tunnelsohle erreicht. Dieser Punkt liegt nur 106 *m* nördlich von der bei Stollenmeter 4526 angefahrenen Carbongrenze. Das könnte also in gewissem Sinne als ein Triumph der geologischen Prognose ausgelegt werden. Anderseits lag auch in der Erwägung, ob der Nordabfall des Carbongewölbes nach der Tiefe hin nicht an Steilheit zunehmen dürfte, ein guter Kern, denn die weitere Verfolgung dieses Gedankens hätte zur Annahme einer nach Süd zurückgreifenden Einfaltung der Schichten und somit zu einer wenigstens teilweisen Lösung des vorliegenden Problemes führen müssen.

Es zeigt sich an diesem Beispiel wieder, daß in tektonischen Fragen die Spekulation über das mangelnde Beobachtungsmaterial nicht hinwegzuhelfen vermag. Allerdings lagen die Verhältnisse hier auch ganz besonders ungünstig, denn die Schichtenstörungen, welche durch die Tunnellierung allmählich enthüllt wurden, sind so ungewöhnlicher Art, daß sie auch auf Grund der sorgsamsten Untersuchungen an der Gebirgsoberfläche nicht erschlossen werden konnten.

Die Lagerungsstörungen in der Tunnelmitte und der Umstand, daß ich an dem Steilhang oberhalb Birnbaum, durch mächtige Auflagerungen carbonischen Gesteinsschuttes getäuscht, die Breite der Triasvorlage unterschätzt hatte, waren Ursache, daß die auf das Carbon entfallende Tunnelstrecke hinter dem Ausmaße zurückblieb, das nach meinem Längenprofil zu erwarten gewesen wäre. Ich setzte eine Carbonstrecke von 3·8 *km* voraus, während sich im definitiven Tunnelprofil zwischen Nord- und Südrand des Carbons nur ein Abstand von 2340 *m* ergibt, wovon noch 109 *m* auf die eingeklemmte Triasscholle entfallen. Ich brauche kaum zu betonen, daß das Unzutreffende dieses Teiles der geologischen Vorhersage weder von der Bauleitung noch von der Bauunternehmung beklagt worden ist, denn die Kürzung der Carbonstrecke zugunsten der auf die Trias entfallenden Gesteine bedeutete eine beträchtliche Abkürzung der Bauzeit.

Der den Profilentwurf begleitende Schrifttext gab über die Beschaffenheit der zu durchörternden Schichten folgende kurze Erläuterungen:

»Obercarbon. Dünnschichtige Schiefer und Sandsteine mit Einlagerungen von dickbankigen härteren, oft quarzitischen Sandsteinen und massigen Quarzkonglomeraten sowie von dunklen Kalksteinen (Fusulinenkalk, Schnürlkalk mit Spateisensteinlinsen). Über die Beschaffenheit dieser Gesteinsserie gibt der Karlstollen des Reichenberger Bergbaurevieres die besten Aufschlüsse. Die fast durchwegs steile Aufrichtung der Carbonschichten im Karlstollen ist typisch für den gesamten, in sich vielfach gefalteten Carbonaufbruch und bildet ein günstiges Moment für die Beurteilung dieses Abschnittes der Tunneltrasse, in dessen Bereich infolge des lebhaften Wechsels härterer und weicherer Gesteinslagen sich jedenfalls Zonen stärkeren Druckes einstellen werden. Beim Aufschlusse bitumenreicher Gesteinslagen ist auf die Möglichkeit der Entbindung explosiver Gasgemenge Rücksicht zu nehmen. Ventilation!

Permocarbon. Weiße, rötlich geflammte bis rosa- und fleischrote dichte Kalksteine und Dolomite, welche dem Obercarbon nur in einzelnen Schollen aufsitzen oder in dasselbe eingefaltet sind. Im Tunnel dürften diese Kalke und Dolomiten kaum angefahren werden. Sollte dies an der Nordgrenze des Carbons dennoch der Fall sein, so würde das nur eine kleine Verschiebung zugunsten der für den Tunnelbau günstigeren Gesteinsarten bedeuten.

Perm. Rote und graue Schiefer, Sandsteine und Konglomerate auf das engste verknüpft mit dem Komplex der unteren Werfener Schichten, in welche sie auch nach oben ganz allmählich übergehen. Als

Grenzniveau treten an der Südabdachung des Rožicasattels dünnbankige, durch rote schiefrige Zwischenlagen charakterisierte gelbliche Dolomite auf. Relativ günstige Gesteinsentwicklung.

Werfener Schichten. Graue und bunte Mergelschiefer und gut geschichtete glimmerige Sandsteine, graue mergelige Kalke, cavernöse Dolomite und Rauhwacken. In den letzteren lokal eingelagert grünlichgraue und rote Tone und Schieferletten mit Schnüren und Linsen von Gips. Diese gipsführenden Zonen repräsentieren den einzigen für den Tunnelbau ungünstigen Horizont innerhalb der Werfener Schichten.

Mittlere und obere Trias. Gut gebankte dunkle Kalksteine, helle Dolomite mit massiger Struktur und starker Zerklüftung, rauchgraue, zähe, klüftige Kalke mit undeutlicher Schichtung und Übergängen in Dolomit. Die dunklen Kalke alternieren oft mit Lagen von glimmerigen Sandsteinen und Mergeltonschiefern und auch in die Dolomite schalten sich nicht selten dünne Zwischenlagen von grünen und roten oder dunklen bituminösen Schiefertonen ein. Nichtsdestoweniger ist die gesamte Gesteinsentwicklung der mittleren und oberen Trias als eine für den Tunnelbau entschieden günstige zu bezeichnen.«

Die in diesen Erläuterungen niedergelegte Vorhersage über die Beschaffenheit der zu durchörternden Schichten und Gesteinsarten und deren Beziehungen zum Tunnelbau hat sich als vollkommen zutreffend erwiesen. Die triadischen und permischen Ablagerungen ermöglichten einen raschen Arbeitsfortschritt und insbesondere in den Schichten der mittleren und oberen Trias waren die Verhältnisse so günstig, daß Leistungen von 7 bis 8 *m* pro Tag erzielt wurden. Im Bereiche dieser Schichten genügte auch fast durchwegs Bruchsteinmauerwerk. Dagegen haben sich bei der Bauausführung innerhalb der obercarbonischen Schichten entsprechend der vorliegenden und der älteren, für den Stoutunnel aufgestellten Prognose Schwierigkeiten ergeben, welche in mancher Beziehung alles bisher bekannte Maß überschritten. Wer sich über die technische Seite der Frage informieren will, wird in der schon eingangs zitierten Schrift von Hofrat Hannack reiche Belehrung finden.

Es wurde in den eben mitgeteilten Erläuterungen zum Profilentwurf auch betont, daß die steile Schichtstellung innerhalb des Carbons das einzige günstige Moment bei der Beurteilung dieser Schichtgruppe darstelle. In der Tat hat sich auch jene Region, in welcher allein eine flachere Lagerung zu beobachten war, das ist die unterhalb des Südflügels der Riffkalkmulde von Zakamnik liegende Strecke von Stollenmeter 1440 bis 1840 im zweiten Tunnelkilometer von Süd, wegen des hohen Druckes und der Neigung zu Firstbrüchen und Einstürzen als besonders gefahrdrohend erwiesen. Im dritten Kilometer, wo wieder ausschließlich steile Schichtstellung herrschte, waren diese Zufälle seltener und der Arbeitsfortschritt stetiger. Mit Druckerscheinungen hatte man allerdings auch innerhalb der steil aufgerichteten Schichtenbündel zu kämpfen. Die Hauptdruckzonen fallen mit jener Gesteinsentwicklung zusammen, welche die Ingenieure Franz und Köthe in ihrem geologischen Detailprofil unter der Bezeichnung »Kohlenschiefer« ausgeschieden haben (siehe oben p. 98 [240]). Die besondere Beschaffenheit dieser in linsenförmige Scheibchen und Flatschen, die sogenannten »Ruscheln« zerfallenden, meist stark bituminösen Schiefertone ist eben auf die Einwirkung des Gebirgsdruckes zurückzuführen.

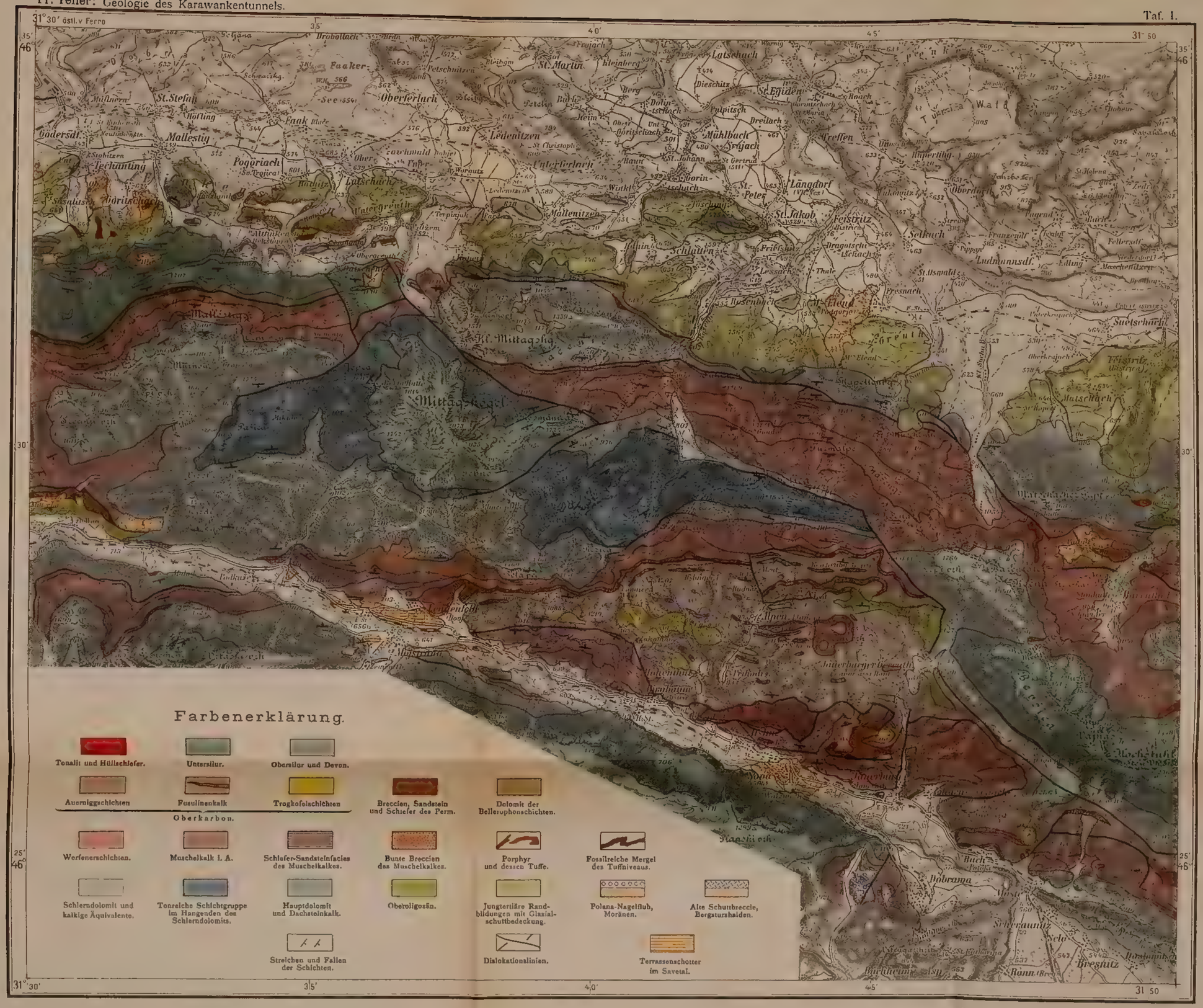
Dem Geologen drängt sich naturgemäß die Frage auf, ob denn innerhalb der druckreichen Carbonstrecke keine Anzeichen eines »gerichteten« Druckes vorliegen. Ich kann diese Frage auf Grund eigener Beobachtungen und der Erfahrungen der Ingenieure beim Einbau und bei den Rekonstruktionsarbeiten im Tunnel in bejahendem Sinne beantworten. Innerhalb des zweiten Kilometers insbesondere konnte man im Sohlstollen deutlich beobachten, daß der Druck hauptsächlich auf die östliche Ulme und zugleich in der Richtung gegen die Ortsbrust wirkte oder wie die Ingenieure sagten: »Das Gesteinsmaterial bewege sich in der Richtung von Aßling nach Lengenfeld und gegen Vorort.« Als Resultierende ergibt sich die Richtung SSO nach NNW. Die Sohlstollenzimmerung, welche des starken Druckes wegen wiederholt, in manchen Fällen 4 bis 6 Mal ausgewechselt werden mußte, zeigte stets Deformationen im Sinne dieser Richtung. Auch in den Vollausbrüchen stand immer die in SO gelegene Region unter dem stärksten Druck, hier mußte der Einbau zunächst verstärkt oder erneuert werden und in der rechten oberen Kalotte (vom Südeingang des Tunnels aus gesehen) ergab sich meist die Notwendigkeit von Nachminierungen, da

sich das Gestein an diesen Stellen nach NW hin in den Tunnelraum hineindrängte. Besonders bei der Rekonstruktion von Tunnelringen hatte man Gelegenheit, diese Art von Druckwirkungen zu beobachten.

Das Vordringen der Massen gegen die Ortsbrust, also gegen das noch nicht aufgeschlossene Gebirge hin, wurde zu einer Zeit konstatiert, wo die Aufschiebung der obercarbonischen Schichten auf die nordwärts vorgelagerten Triasbildungen noch nicht bekannt war. Nach dem Aufschluß der Mittelregion des Tunnels verlor die Erscheinung ihren befremdlichen Charakter. Denn es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dieselbe mit dem allgemeinen tektonischen Bau der Gebirgskette ursächlich verknüpft ist und daß wir hier noch die Kräfte fortwirken sehen, welche die obercarbonischen Schichten zu steilen Falten aufgestaut und nach Nord überschoben haben.

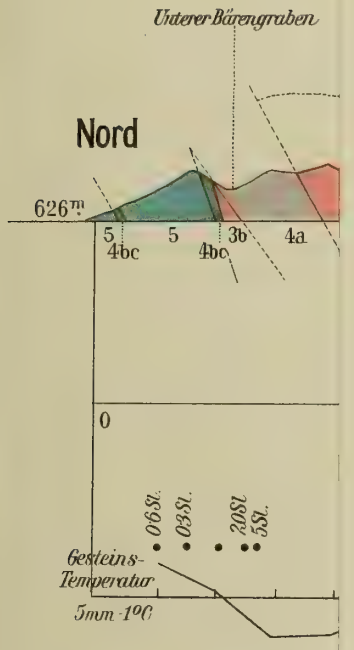
Taf. I.

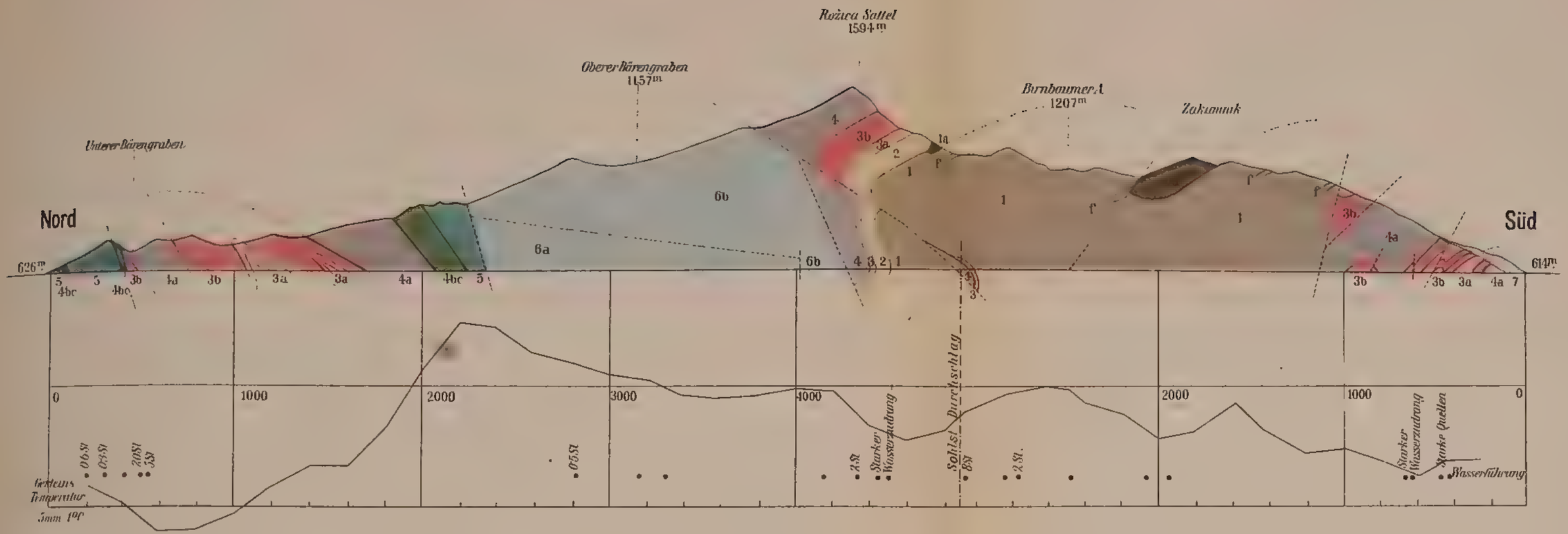
31° 50′
35′
46°
Hojotz
Jagdhut
Kanoua
Dobein
Sabalavch
St. Helena
Zedras
Pugrad
Bach
Franzendf.
Terdin
Fellersdf.
Oberdorf
Franzboden
Wald



Druck des k. u. k. Militärgeographischen Institutes in Wien.

Maßstab 1 : 75000


Unterer Bärengraben
Nord
626m
5
4bc
5
4bc
3b
4a
0
06 St.
03 St.
208 St.
5 St.
Gesteins-
Temperatur
5mm 1°C



Geologisches Profil des Karawankentunnels im Maßstabe 1:25.000.

(Graphische Erläuterung der Beziehungen zwischen Gesteinstemperatur und Wasserführung)

Obercarbon und Perm

1 = Auernigg-Schichten
f = Fusulinenkalk
1a = Trogkofel-Schichten
2 = Bunte Breccien, Sandsteine und Schiefer des Perm

Trias

Skythische Stufe

3a = Bunte Schiefer und Sandsteine der unteren Werfener-Schichten
3b = Gipsführende Grenzzone und obere Werfener-Schichten

Anisische Stufe

4a = Dünnbankige Dolomite und Rauhwacken des unteren Muschelkalks (Grenzdolomit)
4bc = Bunte Kalkbreccien mit roten Schieferlassen und dunkle Kalke mit Schiefertonlagen

Ladinische Stufe

5 = Dickbankige helle Dolomite (Schlerndolomit)
6a = Dunkle bituminöse Dolomite und dolomitische Kalke mit Rauhwackenbänken
6b = Schwarze Plattenkalke und Kalkschiefer mit Posidonomya wengensis

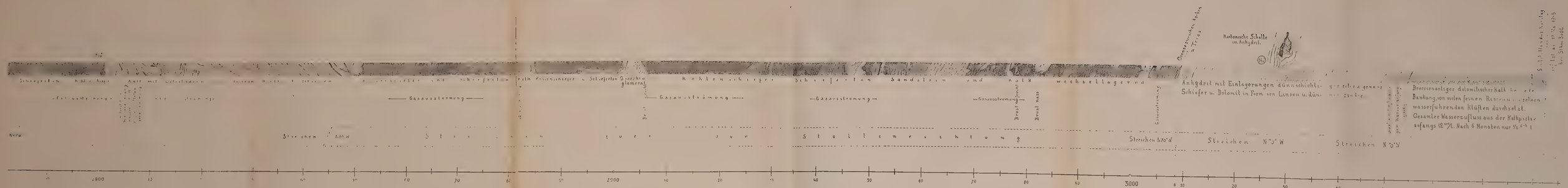
7 = Gehängeschutt

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Ing. R. Franz: Geologisches Detail-Längenprofil der Carbonstrecke des Karawankentunnels von Stm. 2782·5 bis zum Sohlstollen-Durchschlag bei Stm. 3082 (Südstollen).

Beilage zu F. Teller. Geologie des Karawankentunnels.

Taf III.



ÜBER DIE

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG EINIGER IM KARAWANKEN-TUNNEL ERBOHRTEN WÄSSER

VON

C. v. JOHN.

VORGELEGT IN DER SITZUNG VOM 11. MAI 1905.

Während des Stollenvortriebes in der Südhälfte des Karawankentunnels wurden im Herbste 1904 innerhalb des dritten und im Beginne des vierten Kilometers an mehreren Stellen Wasserzuflüsse erschlossen, welche teils durch einen auffallenden salzigen Geschmack, teils durch Entbindung übelriechender Gase eine abnorme chemische Zusammensetzung verrieten. Die k. k. Tunnelbauabteilung in Birnbaum hat nicht verabsäumt, von diesen Wässern an den hiezu geeigneten Stellen Proben zu entnehmen, welche ich über Anregung des Herrn Bergrates F. Teller einer näheren chemischen Untersuchung unterzogen habe. Es lagen mir im ganzen fünf Proben vor, über deren Herkunft mir Bergrat Teller vornehmlich auf Grund von Beobachtungen des mit der geologischen Aufnahme der Tunnelaufschlüsse betrauten Kommissärs der k. k. Tunnelabteilung, Herrn Ingenieurs Gottfried Köthe, die nachfolgenden Daten zur Verfügung gestellt hat.

»Die mit I bis V numerierten Wasserproben lassen sich zunächst nach der Beschaffenheit des Gesteins, dem sie entnommen wurden, in zwei Gruppen ordnen. Nr. I bis III entstammen dem Schichtenverbande des Obercarbons, welcher in der Südhälfte des Karawankentunnels in einer Ausdehnung von nahezu 2000 *m* durchörtert werden mußte; Nr. IV und V beziehen sich dagegen auf Wasserzuflüsse, welche erst nach Durchquerung dieser mächtigen carbonischen Schichtenserie in den Gips und Anhydrit führenden Schiefern und Kalken der unteren Trias erschlossen worden sind. Nr. I bis III würde man nach dem ersten allgemeinen Eindruck als Kochsalzquellen, Nr. IV bis V als Schwefelwasserstoff führende Gipswässer bezeichnet haben.«

»Die mit Nr. I bezeichnete Wasserprobe wurde im Firststollen, 2565 *m* vom Tunneleingang entfernt, geschöpft. Nachdem sich schon bei Stollenmeter 2545 salzig schmeckende Tropfwässer gezeigt hatten, wurde bei 2562 *m* im Sohlstollen eine Quelle von 0·1 Sekundenliter angefahren, welche als Abdampfrückstand Salzinkrustationen ergab. Als später der allmählich nachrückende Firststollen bei 2565 *m* anlangte, traten dieselben salzigen Wässer mit einer Ergiebigkeit von 0·5 Sekundenliter zutage, gleichzeitig versiegte aber der Wasseraustritt im Sohlstollen. Zwei Monate nach der Erschließung versiegte auch die Salzquelle im Firststollen, welcher das der Analyse zugrunde liegende Wasser entnommen

wurde. Die Austrittsstelle für Nr. I liegt in stark gefaltetem, druckreichem Gebirge, einem lebhaften Wechsel von Kohlenschiefern und Sandsteinen mit dünnen Zwischenlagen von Kohlenkalk.«

»Nr. II stammt aus einer ebenfalls durch salzigen Geschmack ausgezeichneten Quelle, welche am 15. Juli 1904 im Sohlstollen 2734·5 *m* vom Tunneleingang erschlossen wurde. Der Wasserzufluß ergab anfangs zwei Sekundenliter, versiegte jedoch schon nach zwei Tagen. Mit dem Wasser strömte Methangas aus. Das Ursprungsgebirge bildet wieder die Schiefertone des Obercarbons mit Schnüren und Linsen von bituminösem Kalkstein.«

»Nr. III bezieht sich auf eine Quelle von 0·5 Sekundenliter, welche am 26. September 1904 im Firststollen bei 2805 *m* angefahren wurde. Man befand sich hier nahe der Grenze eines steil aufgerichteten Komplexes von Schiefern und Sandsteinen mit vereinzelten Kalkbänken gegen eine mächtigere Einlagerung von schwarzem Fusulinenkalk. Die Ergiebigkeit der Quelle nahm rasch ab; im Januar 1905 war in der Austrittsregion nur noch Tropfregen bemerkbar. Der Quellaustritt bei 2805 *m* war wieder von Methangasausströmungen begleitet, außerdem machte sich aber hier das erste Mal das Vorhandensein von Schwefelwasserstoff bemerkbar, von welchem Spuren noch beim Öffnen der Flasche mit der betreffenden Wasserprobe beobachtet werden konnten.«

»Die unter Nr. IV und V analysierten Wässer stammen nicht mehr aus carbonischen Schichten, sondern aus dem Gips- und Anhydritgebirge der unteren Trias, in welches der Sohlstollen nach Durchquerung des mächtigen carbonischen Schichtenaufbruches bei Stollenmeter 3008·5 eingetreten ist. Bot bei den bisher besprochenen Wasserzuflüssen im Obercarbon der auffallend salzige Geschmack die Veranlassung, an eine Prüfung ihrer chemischen Zusammensetzung heranzutreten, so waren es hier die reichlichen Exhalationen von Schwefelwasserstoff, welche eine analytische Untersuchung dieser Stollenwässer wünschenswert erscheinen ließen. Bei Stollenmeter 3060 erreichten diese Exhalationen Ende Oktober 1904 ein solches Ausmaß, daß die Belegmannschaft schon nach zweistündiger Schicht von der Arbeitsstelle zurückgezogen werden mußte, da ein längerer Aufenthalt vor Ort die Gesundheit der Arbeiter gefährdet hätte. Das waren natürlich nur vorübergehende Erscheinungen.«

»Die untersuchten Proben stammen von Stollenmeter 3056·5 (Nr. IV) und 3072·3 (Nr. V). Nr. IV und V können aber als Elemente eines Quellgebietes betrachtet werden, da in dem ganzen stark zerklüfteten Terrain von 3036·5 bis 3080·2 *m*, wo der Vortrieb des Sohlstollens vorläufig eingestellt wurde, überall aus Bohrlöchern und Spalten des Gebirges Wasser von gleicher Beschaffenheit zudrang, und zwar in der Weise, daß früher eröffnete Zuflüsse versiegten, sobald ein neuer, tiefer im Berge gelegener Zufluß erschlossen worden war. Die Wassermenge aller Zuflüsse in dieser Stollenstrecke betrug von Ende Oktober bis Anfang Dezember 1904 8 Sekundenliter, bis zum 18. Januar 1905 war diese Ergiebigkeit auf 3·5 Sekundenliter gesunken.«

»Über die Quellen I bis III liegen keine Temperaturmessungen vor; dieselben zeigten keine Abweichung von der Temperatur der übrigen Stollenwässer, beziehungsweise von der Gesteinstemperatur des Ursprungsortes. Die Temperatur der Quellen IV und V wurde dagegen wiederholt gemessen.

Diese Zuflüsse ergaben

bei Stollenmeter 3056·5 (20. Oktober 1904)	14·8° C.
» » 3060·0 (9. November 1904)	13·4° C.
» » 3070·0 (3. Dezember 1904)	13·2° C.

Da die Gesteinstemperatur im Sohlstollen bei Stollenmeter 3025·5 mit 14° C. bestimmt wurde, so hatten die zusitzenden Wässer anfangs eine höhere Temperatur als das Ursprungsgestein (+ 0·8° C.), sanken aber im Laufe von sechs Wochen um denselben Betrag unter die Gesteinstemperatur hinab, um welchen sie dieselbe Anfangs überragten.«

Ich lasse jetzt die einzelnen Analysen der Wässer folgen, und zwar in der Weise, daß zuerst die direkten Analysenresultate gegeben werden und dann der Versuch gemacht wurde, die einzelnen Bestandteile zu Salzen zu gruppieren.

Nr. I.

Salzquelle (0·5 Sekundenliter) Firststollen bei 2565 *m* vom Tunneleingang.

Die chemische Untersuchung ergab Gramme im Liter:

Kalk	0·420
Magnesia	0·321
Kali	0·888
Natron	28·893
Kieselsäure (mit Spur Eisenoxyd und Tonerde)	0·020
Schwefelsäure	0·148
Gebundene Kohlensäure	0·078
Chlor	34·654
Trockenrückstand	57·634

Zu Salzen gruppiert, Gramme im Liter:

Kohlensaurer Kalk	0·177 mit 0·099 CaO und 0·078 CO_2	
Schwefelsaurer Kalk	0·252 mit 0·104 CaO und 0·148 SO_3	
Chlorcalcium	0·430 mit 0·155 Ca (0·217 CaO) und 0·275 Cl	34·606 Cl
Chlormagnesium	0·764 mit 0·193 Mg (0·321 MgO) und 0·571 Cl	
Chlorkalium	1·410 mit 0·738 K (0·888 K_2O) und 0·672 Cl	
Chlornatrium	54·525 mit 21·437 Na (28·893 Na_2O) und 33·088 Cl	
Kieselsäure	0·020	
Summe der fixen Bestandteile	57·578.	

Nach dieser Analyse ist dieses Wasser als eine Salzsole zu bezeichnen, da der Gehalt an Chlornatrium über 2% beträgt.

Nr. II.

Wasser bei 2734·5 *m*, Sohlstollenort am 15. Juli 1904, 7 Uhr früh.

Die chemische Untersuchung ergab Gramme im Liter:

Kalk	0·044
Magnesia	0·032
Kali	0·270
Natron	8·086
Kieselsäure (mit Spur Eisenoxyd und Tonerde)	0·024
Schwefelsäure	4·285
Gebundene Kohlensäure	0·592
Chlor	4·824
Trockenrückstand	16·870

Zu Salzen gruppiert, Gramme im Liter:

Kohlensaurer Kalk	0·079 mit 0·044 CaO und 0·035 CO_2	0·592 CO_2
Kohlensaure Magnesia	0·067 mit 0·032 MgO und 0·035 CO_2	
Kohlensaures Natron	1·258 mit 0·736 Na_2O und 0·522 CO_2	
Kohlensaures Kali	0·500 mit 0·270 K_2O und 0·230 SO_3	4·285 SO_3
Schwefelsaures Natron	7·198 mit 3·143 Na_2O und 4·055 SO_3	
Chlornatrium	7·938 mit 3·121 Na (4·207 Na_2O) und 4·817 Cl.	
Kieselsäure	0·024	
Summe der fixen Bestandteile	17·064.	

Nach der vorstehenden Analyse kann man das Wasser als ein muriatisches Glaubersalzwasser bezeichnen, das durch einen geringen Gehalt an kohlensaurem Natron charakterisiert ist.

Nr. III.

Wasser aus dem Firststollen bei 2805 *m*.

Die chemische Untersuchung ergab Gramme im Liter:

Kalk	0·026
Magnesia	0·004
Kali	0·406
Natron	5·009
Kieselsäure (mit Spur Eisenoxyd und Tonerde)	0·062
Schwefelsäure	0·937
Gebundene Kohlensäure	1·461
Chlor	2·832
Trockenrückstand	10·104

Zu Salzen gruppiert, Gramme im Liter:

Kohlensaurer Kalk	0·046 mit 0·026 CaO und 0·020 CO_2	1·461 CO_2
Kohlensaure Magnesia	0·008 mit 0·004 MgO und 0·004 CO_2	
Kohlensaures Natron	3·462 mit 0·025 Na_2O und 1·437 CO_2	
Schwefelsaures Kali	0·752 mit 0·406 K_2O und 0·346 SO_3	0·937 SO_3
Schwefelsaures Natron	1·049 mit 0·458 Na_2O und 0·591 SO_3	
Chlornatrium	4·767 mit 1·874 Na (2·526 Na_2O) und 2·893 Cl	
Kieselsäure	0·062	
	Summe der fixen Bestandteile . 10·146.	

Das Wasser kann nach dieser chemischen Analyse als ein muriatischer Säuerling bezeichnet werden, da sowohl der Gehalt an Kochsalz wie an doppeltkohlensaurem Natron ziemlich bedeutend ist. Das Wasser enthält ziemlich viel freie Kohlensäure. Mit Säuren versetzt, braust das Wasser deutlich auf.

Nr. IV.

Schwefelwasserstoffhältiges Wasser, Sohlstollen bei 3056·5 *m*. Temperatur 14·8° C.

Die chemische Untersuchung ergab Gramme im Liter:

Kalk	0·710
Magnesia	0·450
Kali	0·155
Natron	1·381
Kieselsäure (mit Spur Eisenoxyd und Tonerde)	0 006
Schwefelsäure	3·148
Gebundene Kohlensäure	0·310
Chlor	0·047
Trockenrückstand	6·284

Zu Salzen gruppiert, Gramme im Liter:

Kohlensaurer Kalk	0·705 mit 0·395 CaO und 0·310 CO_2	
Schwefelsaurer Kalk	0·765 mit 0·315 CaO und 0·450 SO_3	3·148 SO_3
Schwefelsaure Magnesia	1·350 mit 0·450 MgO und 0·900 SO_3	
Schwefelsaures Kali	0·287 mit 0·155 K_2O und 0·132 SO_3	
Schwefelsaures Natron	2·957 mit 1·291 Na_2O und 1·666 SO_3	
Chlornatrium	0·077 mit 0·030 Na (0·040 Na_2O) und 0·047 Cl	
Kieselsäure	0·006	
Summe der fixen Bestandteile	6·147.	

Abgesehen von dem Schwefelwasserstoff, den das Wasser enthält, welcher nicht bestimmt werden konnte, da mir nur geringe Mengen von Wasser zur Verfügung standen und der Schwefelwasserstoff auch zum größten Teil schon entwichen war, kann man das Wasser in die salinischen Quellen einreihen und zwar am ehesten in die Gruppe der Glaubersalzquellen, wobei jedoch der im Verhältnis bedeutende Gehalt an Bittersalz und Gips hervorzuheben ist.

Nr. V.

Schwefelwasserstoffhältiges Wasser, Stollenmeter 3072·3, vom 10. Dezember 1904.

Die chemische Untersuchung ergab Gramme im Liter:

Kalk	0·690
Magnesia	0·451
Kali	0·041
Natron	1·241
Kieselsäure (mit Spur Eisenoxyd und Tonerde)	0·007
Schwefelsüure	2·950
Gebundene Kohlensäure	0·269
Chlor	0·031
Trockenrückstand	5·801

Zu Salzen gruppiert, Gramme im Liter:

Kohlensaurer Kalk	0·611 mit 0·342 CaO und 0·269 CO_2	
Schwefelsaurer Kalk	0·845 mit 0·348 CaO und 0·497 SO_3	2·950 SO_3
Schwefelsaure Magnesia	1·353 mit 0·451 MgO und 0·902 SO_3	
Schwefelsaures Kali	0·076 mit 0·041 K_2O und 0·035 SO_3	
Schwefelsaures Natron	2·691 mit 1·175 Na_2O und 1·516 SO_3	
Chlornatrium	0·051 mit 0·020 Na (0·027 Na_2O) und 0·031 Cl.	
Kieselsäure	0·007	
Summe der fixen Bestandteile	5·634.	

Dieses Wasser ist im ganzen sehr ähnlich dem vorhergehenden und kann also auch als Glaubersalzwasser bezeichnet werden, das ziemlich viel Bittersalz und Gips enthält.

Fassen wir die Resultate dieser chemischen Untersuchungen zusammen, so zeigt sich deutlich, daß die Wässer, die im Obercarbon erbohrt wurden, wesentlich verschieden sind von denen, die aus der unteren Trias stammen.

Die im Obercarbon erbohrten Wässer sind alle verhältnismäßig reich an Chlornatrium, so daß das zuerst angetroffene Wasser direkt als Sole bezeichnet werden kann. Sehr schwankend ist der Gehalt an Schwefelsäure, der zuerst unbedeutend ist, bei dem weiteren Fortschreiten, also tiefer im Tunnel jedoch

viel bedeutender wird, so daß die dort erbohrten Wässer neben Kochsalz ziemlich ansehnliche Mengen von Glaubersalz enthalten.

Auffallend ist auch das Zunehmen des Kohlensäuregehaltes, je tiefer das Wasser im Tunnel erbohrt wurde. Während das zuerst erbohrte Wasser nur auffallend wenig Kohlensäure enthält, nimmt bei den Wässern Nr. II und III der Kohlensäuregehalt konstant zu, so daß neben Kochsalz immer doppeltkohlensaures Natron vorhanden ist.

Das Vorkommen von doppeltkohlensaurem Natron in doch ziemlich beträchtlicher Menge in Wässern, welche schon lange mit den umliegenden Gesteinen in Berührung sind, erscheint chemisch sehr merkwürdig. Es müßte jedenfalls durch Einwirkung dieser kohlensäurereichen Wässer Kalk und Magnesia aus den umliegenden Gesteinen gelöst werden. Es ist schwer, sich die Quelle, aus der die Kohlensäure stammt, anders vorzustellen, als daß aus der Tiefe den Wässern juvenile Kohlensäure zugeführt wird.

Dadurch würde sich auch erklären, warum manche Wässer sehr arm an Kohlensäure, andere jedoch ziemlich reich an derselben sind, je nachdem dieselben mit den Sprüngen zusammenkommen oder nicht, auf denen juvenile Kohlensäure aufsteigt.

Bei den Wässern der unteren Trias, die aus Gips und Anhydrit führenden Schichten besteht, ist natürlich der Gehalt an Schwefelsäure ein ziemlich bedeutender, während der Gehalt an Kohlensäure sehr gering ist.

Die Schwefelsäure ist vornehmlich an Natron, dann der Menge nach in absteigender Linie an Magnesia und Kalk gebunden, so daß stark Bittersalz und Gips führende Glaubersalzwässer resultieren.

Der Gehalt an Schwefelwasserstoffgas erklärt sich wohl durch Reduktion der im Wasser vorhandenen Sulfate durch organische Substanzen.

Die Entstehung aller erbohrter, wie die chemische Analyse zeigt, abnormal zusammengesetzter Wässer muß man sich wohl durch Eindringen atmosphärischen Wassers erklären, das nur sehr langsam zirkulieren konnte oder an manchen Stellen auch stagnierte und so Gelegenheit und Zeit hatte, verschiedene, in den umliegenden Gesteinen vielleicht nur in geringer Menge vorhandene Stoffe (besonders Chlor und Natrium) aufzunehmen und zu konzentrieren, in vielen Fällen unter Mitwirkung von aus der Tiefe stammender juveniler Kohlensäure.

Die Menge dieser im Berginnern gebildeten Wässer, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach als Mineralwässer bezeichnet werden müssen, war deshalb auch nie groß, wie dies auch das baldige Versiegen der erbohrten Wässer beweist.

GEOLOGISCHE STUDIEN AM WESTENDE DER HOHEN TAUERN

(ERSTER BERICHT)

VON

BRUNO SANDER

ASSISTENTEN AM GEOLOGISCHEN INSTITUT INNSBRUCK

Mit 4 Tafeln, 17 Textfiguren.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 7. JULI 1910.

Vorwort.

Die Studien, deren erster Teil hier vorgelegt wird, haben als Grundlage Feldaufnahmen von 5 bis 6 Monaten, welche in den Sommern 1908 und 1909 durchgeführt wurden, mit dem Plane, vor allem auf einer Karte der weiteren Umgebung des Tauernwestendes im Maße 1 : 25000 die Analyse bisher einheitlich kartierter Komplexe möglichst weit zu treiben, ein Prinzip und vielleicht das einzige, welches hier gegenüber der großzügigen Behandlung des Gebietes durch die erfahrensten Petrographen, Stratigraphen und Tektoniker Aussichten ließ.

Von einer historischen Einleitung wird abgesehen. Alle Vorarbeiten würdigen, das hieße ein großes Kapitel einer Geschichte der Geologie schreiben wollen. Außerdem ist der Raum, den Hinweise auf fremde Ergebnisse im Texte beanspruchen, schon ungewöhnlich groß, da es am Tauernwestende wenig Verhältnisse zu berühren gibt, über welche nicht wenigstens zwei scheinbar oder wirklich unvereinbare Ansichten schon geäußert wurden. Und endlich werden auch Fernerstehende die Richtung und den Kern der bisherigen Bearbeitung in den Namen Teller, Becke, Frech, Termier erkennen können.

Die Fortsetzung der Arbeiten im Jahre 1909 wurde durch eine Unterstützung aus der Boué-Stiftung ermöglicht, für welche der Verfasser der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien und der Vermittlung ihrer Mitglieder Uhlig und Becke seinen ergebensten Dank schuldet. Dieselbe Verpflichtung erwächst ihm gegenüber der Direktion der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, wo er außer sonstigem Entgegenkommen einen Arbeitsraum fand, gegenüber Herrn Hofrat Toula an der Technischen Hochschule für Entlastung vom Assistentendienst im engen Sinn während zweier Sommermonate 1909 und ganz besonders gegenüber seinem ehemaligen Lehrer und derzeitigen Chef Herrn Professor J. Blaas in Innsbruck, durch dessen anhaltendes Wohlwollen und Interesse an den Arbeiten die Aufnahmen im Spätherbst 1909 und die Zusammenfassung des Stoffes ermöglicht wurde.

Innsbruck, geologisches Institut der Universität, Juni 1910.

I. Kalke und Dolomite.

Wenn man bei einer Übersicht über die vielfach umstrittenen Kalke und Dolomite dieses Gebietes von deren tektonisch oder sedimentär beigesellten Begleitern im Schichtverband zunächst absieht, so stehen als unterscheidende Merkmale der Grad der Krystallinität und des Magnesiagehaltes, in zweiter Linie Fossilspuren, mineralische Akzessorien, H_2S-Gehalt, Färbung durch Eisen und Kohlenstoff und Gesteinseinschlüsse zur Verfügung. Da sich an alle genannten Charaktere mit Ausnahme der Fossilspuren und etwa der durch Graphit erzeugten Farbe die Frage knüpft, ob und unter welchen Verhältnissen sie sekundär (durch tektonische, regionale oder Kontaktmetamorphose) erworben sind, wird ihre Hervorhebung nicht nur eine petrographische Übersicht, sondern da und dort auch eine Stellung zu solchen Fragen gestatten.

Diese Eigenschaften treten durchaus nicht nur in konstanten Kombinationen auf, zum Beispiel läßt sich H_2S-Gehalt an dunklen hochkrystallinen Dolomiten von Stilfes (Maulser Zone) ebensogut (durch Zerschlagen, Zerpressen oder Lösen in Salzsäure) feststellen wie an Kalkmarmoren der Hochstegenzone oder hellen, viel weniger krystallinen Dolomiten des Tribulaun. Und Fälle, in welchen der Magnesiagehalt an übrigens ganz gleich ausgebildeten und geologisch identifizierbaren Schichten fast verschwindet, sind, wenn auch selten, zu beobachten.

Beim Fehlen aller übrigen Anhaltspunkte und bei sorgfältiger Beachtung der petrographischen Eigenschaften scheint mir eine geologische Identifikation vollständig gleicher Typen auch bei Carbonaten zu wagen und jedenfalls a priori mehr Wahrscheinlichkeit für sich zu haben als die Annahme geologischer Verschiedenheit. Wer sich aber jeder Deutung enthalten will, für den werden die Begleiter der Carbonate in vielen Fällen eine Entscheidung ergeben.

1. Kalkmarmore.

Unter den Kalkmarmoren wird hier als Tuxer Marmor jener hochkrystalline, meist dunkelgraue Kalk mit starkem H_2S-Gehalt bezeichnet, welcher in der Zone des Hochstegenkalkes vorherrscht. In großer (sedimentärer?) Mächtigkeit ist dieser Marmor an den Nordhängen der Grünbergspitzen bei Maierhofen erschlossen mit basaler Glimmerkalkzone. Er enthält hier wie weiterhin an der Langen Wand und am Schmittenberg flache und spindelförmig ausgezogene graue, dichte, quarzitische Einschlüsse in großer Zahl, am Schmittenberg außerdem geröllartige Dolomiteinschlüsse. Er wechselt mehrfach sowohl in ausdauernden Lagen als rasch auskeilend mit den Tuxer Grauwacken. An der Lizumer Kalkwand tritt er im Bereich des Junsjoches basal unter den Tarntaler Dolomiten auf. Weiter gegen Westen wird besonders seine Beteiligung an der schon von Frech als Trias anerkannten Synklinale der Schöberspitzen bemerkenswert. An der nördlich vorgelagerten Rieperspitze tritt dieser »Kalkphyllitmarmor« in Begleitung der übrigen Triasgesteine von der Schöberspitze wieder auf. Am Wolfendorn macht der Tuxer Marmor in typischer Ausbildung als Basis des unzerbrochenen Kalkmantels die Biegung um das Westende der Tuxer Gneise und nimmt als ungefähre südliche Grenze derselben die Richtung gegen das Pfitscherjoch, durch die Graben im orographisch rechten Hang des Pfitschtales sporadisch erschlossen. Westlich vom Wolfendorn zeigen sich ähnlich wie an der Schöberspitze die Tuxer Marmore wieder an der von Frech anerkannten Trias der Kalkwand beteiligt und enthalten Fossilspuren (Crinoiden?).

In der Griesscharte finden wir Tuxer Marmor als Begleiter des oft erwähnten Porphyrgneises. Im Bereich der Wienerhütte betritt er das hier behandelte Gebiet in zwei Lagen über den Zillertaler Gneisen und umschlingt deren Westende weniger weit westlich und in weicherem Bogen, als es die Karte der Reichsanstalt zeigt. Über Magsteinwipfel und Eisbruckjoch zieht er ins Lappachtal, bis wohin er verfolgt und als vollkommenes petrographisches und, wie sich zeigen wird, stratigraphisches Äquivalent der Umrandung der Tuxer Gneise durch Tuxer Marmor erkannt wurde.

Als Glied der Schieferkuppel zwischen Senges- und äußerem Pfitschtal nimmt der Tuxer Marmor eine mit seiner gewöhnlichen leicht zu vergleichende Stellung ein, denn es werden sich mehrere Gründe ergeben, mit Termier das Auftauchen der Gneise an dieser Stelle anzunehmen.

Die petrographisch gleichmäßige Ausbildung dieser meist dunklen, seltener gelblichen, hellgrauen und bänderigen H_2S-Marmore an den oben und im folgenden angeführten Orten ist zu betonen: einmal als ein Beitrag zu dem, wie unten des weiteren ausgeführt, bisher zu keinem Abschluß gelangten Vergleich der Umrandung des Tuxer und des Zillertaler Gneiszuges, zweitens im Hinblick auf die Frage, welche Glieder Termier's (tektonisch-) »transgressive Trias« nördlich von den Tuxer Gneisen mit der »konkordanten« gemeinsam hat.

Konkordant eingeschalteter Tuxer Marmor tritt nicht nur am Nordrand der Zentralgneise weit vom Kontakt, sondern ebenso im Phyllitgebiete von Pfunders, zum Beispiel am Südgrat des Dengelsteins, auf. Man hätte, falls man einen metamorphosierenden Einfluß von Orthozentralgneisen auf diesen Gesteinstypus annehmen wollte, jedenfalls tektonische Vorgänge größten Ausmaßes nach der Intrusion zu einer im Detail sehr voraussetzungsreichen Erklärung heranzuziehen.

Rensenzone. Wichtiger als dies ist die Tatsache, daß sich die Tuxer Marmore mit dem gewöhnlichen H_2S-Gehalt im Hangenden des Granites der Rensenspitze (östlich von Mauls) wiederfinden lassen, wie gleich bemerkt sei, mit den Begleitern des Hochstegenkalkes der Hochfeilerhülle. Sie stehen dort zu den ostalpinen (Sueß) Phyllitgneisen mit Pegmatit, Augengneis und Granit in demselben Verhältnis wie die Hochstegenzone zu den Zentralgneisen mit dem Unterschiede, daß die Tuxer Marmore der Rensenzone vom Rensengranit durch ein Netzwerk von Gängen intrudiert sind. Sie sind also von lepontinischen Marmoren nach Gesteinscharakter und Begleitung nicht zu trennen, mit ostalpinen Schiefern durch gemeinsame Intrusiva verknüpft.

Die Wiederholung dieser Kalke und ihrer Begleiter an der nördlicheren Dreihornspitze ist Glied für Glied eine so übereinstimmende, daß ihre tektonische Erklärung der Annahme sedimentärer Wiederholung vorzuziehen ist. Was die Verhältnisse im Streichen anlangt, so ergibt sich zunächst gegen Westen der später zu betrachtende dolomitische Begleiter der Marmore als ein ausdauernderer Führer als diese selbst; immerhin aber erhalten sich auch die Marmore sporadisch an der Grenze zwischen der »ostalpinen« Silicatschieferzone von Mauls und Sprechenstein (Termier's »vieux gneis«) und den Kalkphylliten bis Sprechenstein. Den entsprechenden Anschluß über dem breiten Tal ergeben die Kalke und Dolomite von Elzenbaum und weitere Fortsetzung darf man in den H_2S-Marmoren der Gilfenklamm (Ratschinges) vermuten, deren nördliches Grenzgebiet vom Verfasser freilich noch nicht kartiert wurde.

Östlich der Rensenspitze wurde der Marmorzug bis in die Nähe des Passenjoches (zwischen Pfunders und Lappach) verfolgt (Salitmarmor nördlich vom Gurnatsch).

Die Marmore, welche als langes Blatt einem Zweige der Antholzer Orthogneise südlich von Eidechs und Mutenock eingeschaltet sind und bis zum Grünsee verfolgt wurden, entsprechen petrographisch wie geologisch eher dem jetzt noch zu erwähnenden Jaufenkalk nördlich einer Serie von Phyllitgneisen gemeinen und Augengneisen, welche von Mauls bis St. Leonhard im Passeier zieht. Da diese Lage weder vom Verfasser noch auf F. Teller's Karte im Streichen verfolgt ist, sei vorläufig nur darauf hingewiesen, daß diese meist als Marmor ausgebildeten weißen Kalke petrographisch ganz den oft dichten, oft gröber krystallinen Kalken entsprechen, welche den Tonalitgneis am Nordrand des Brixner Granits von Meran bis Pens lückenlos, bis Mauls weiter in Resten umsäumen. Auffallende, vom Kalk plastisch umflossene Silicatknollen wurden vom Plattenjoch seinerzeit erwähnt und sind hier wiederzufinden. Im Norden dieser Kalke sind durch die neue Jaufenstraße grobe Tonalitgneise erschlossen, was im Hinblick auf die Untrennbarkeit der »Brixener« Tonalitgneise von den nördlichen Phyllitgneisen (vgl. L. 29)[1] und den in Vergleich gezogenen Kalken bemerkenswert ist. Andere wenig bedeutende Marmor- und Glimmermarmoreinschaltungen werden besser bei Besprechung der Phyllite erwähnt. Nur daß hochkrystalliner

[1] L. steht vor der Zahl des betreffenden Literaturzitats p. 61.

typischer »Kalkphyllit«glimmerkalk als südlichster seiner Art schon über dem Maulser Dolomit, also zwischen diesem und der Zone der Maulser Silicatschiefer erscheint, ist im Hinblick auf die Trennung von ostalpinem und lepontinischem Terrain im Wurzelgebiet wichtig.

2. Wenig krystalline bis dichte Kalke.

Als Begleiter der Tuxer Marmore und mit denselben wechselnd lassen sich schon am Schmittenberg dünngebänderte Kalke mit Anlehnung an phyllitische Facies beobachten, über Tuxer Hochleger, Frauenwand, Tuxerjochweg (hier unter nördlich einfallendem hellen Dolomit), Wildlahnertal verfolgen und in gleicher Ausbildung am Wolfendorn wiederfinden. An der Kalkwand am Brenner und im Dach der Sengeserkuppel (siehe p. 3 [287]) zeigen ähnliche Bänderkalke H_2S-Gehalt. Am letztgenannten Orte sind sie übrigens nicht grau-gelblich-rötlich wie gewöhnlich, sondern grünlich mit gelben Bändern entwickelt, ebenso am Ostgrat der Weißespitze. Diese Bänderkalke konnte ich in der Umrandung der Hochfeilergneise bisher nicht verzeichnen, in der Rensenzone (siehe oben) entsprechen ihnen (vielleicht!) dichte, aber ungebänderte Kalke.

Von den erwähnten Bänderkalken zwischen Wolfendorn und Schmittenberg nicht zu unterscheiden sind die Bänderkalke zwischen dem Maulser »Verrucano« und der Trias, auch hier kalkigen Phylliten eng verbunden, welche dunkle, dichte Kalklagen mit Crinoidenspuren führen. Die hellen Dolomite, welche der Tuxerjochweg über den Bänderkalken erschließt, Diabasamphibolit und Grauwackengneise, bilden gut vergleichbare Begleiter der Kalke aus der Tuxer und der petrographisch gleichen Kalke aus der Maulser Zone, aus welcher übrigens Kalkphyllitmarmor schon erwähnt wurde.

Nördlich vom Tuxerjoch weist die von F. E. Sueß teilweise kartierte Trias im Nordhang der Gamskarspitze eine Bänderkalklage im hellen H_2S-Dolomit auf, dessen Vergleich mit dem H_2S-Dolomit von Stilfes (westlich von Mauls) und mit dem Tarntaler Dolomit fast gleich nahe liegt.

Über der Tarntaler Breccie sind nicht nur weiße Kalkphyllitmarmore, sondern am Grafmarter Südgrat auch Bänderkalke, allerdings mit sandigen Lagen, erschlossen (vgl. L. 27). Die großen, für jenes Gebiet teils nachgewiesenen, teils nachzuweisenden Horizontalstörungen lassen übrigens noch keine Entscheidung zu, ob jene Stellung über der posttriadischen Breccie eine primäre ist.

Hält man am Vergleich der Tarntaler Bänderkalke mit den Maulser Bänderkalken fest, wofür noch einiges sprechen wird, so hat man die bänderigen und sandigen Kalke hieher zu stellen, deren dünnplattige Einlagen am Klammjoch (zwischen Navis und Lizum) häufig kleine Pentacrinusglieder auswittern lassen. Auf Beziehungen dieser Gruppe zu basalen Bildungen der Saile (bei Innsbruck) wurde kürzlich hingewiesen (L. 27). Die nahen Beziehungen solcher Bänderkalke zu dunklen, dichten, oft etwas blätterigen Kalken mit Krinoidenspuren im Liegenden der Maulser Trias wurden erwähnt. Ganz ebenso finden wir (vgl. p. 31 [287]) im Profil durch den Südhang der Geierspitze Kalke der letzterwähnten Art mit Bänderkalken als Glieder der Kalkphyllite unter die Tarntaler Dolomite einfallend, hier, wie das Profil entgegen früheren Darstellungen zeigt, nicht weniger konkordant mit der Trias als in der Maulser Zone. Neben die letztgenannten Kalke wären entsprechende von der Sailebasis und, wie mir scheint, die beiden Triastrümmer zu stellen, welche Frech zwischen Obernbergersee und Sandjoch als Einfaltungen in Quarzphyllit zeichnet.

3. Dolomite.

Großkörnige Dolomitmarmore treten im Vergleich zu den Kalkmarmoren des behandelten Gebietes ganz zurück. H_2S führende Dolomitmarmore begleiten an der Schöberspitze den Tuxer Marmor, körniger, dunkler Dolomit ist südlich von der Frauenwand am Rieperspitz (Kasern) und an der Kalkwand am Brenner zu erwähnen. Hochkrystalline dunkle Dolomite mit H_2S befinden sich unter den Triasgesteinen der Maulser Zone (bei Stilfes). Die nesterweise besonders grob umkrystallisierten Dolomitlagen, welche mit dem Serpentin und Talk der Narrenspitze (Gansör bei Mals) wechseln, legen die Frage stofflicher und

struktureller Metamorphose durch das dem Serpentin entsprechende Magma nahe. Unter den weniger krystallinen Dolomiten verdient eine Gruppe von unverkennbar petrographischer Einheitlichkeit und kaum geringerer geologischer Bedeutung als die Tuxer Marmore hervorgehoben zu werden. Der Kürze halber sollen hier die durch das Pfitschtal an beiden Gehängen erschlossenen, von Termier mehrfach als »Trias pour moi« begrüßten Dolomite als Pfitscher Dolomit[1] bezeichnet werden. Der Pfitscher Dolomit ist immer hell, gelblich, schneeweiß, blaugrau, manchmal blätterig, feinkörnig-zuckerig, nie so grob und gleichmäßig versandet wie bisweilen die Kalkmarmore.

Als einem Begleiter der »Tuxer Marmore« (siehe oben) begegnet man dem Pfitscher Dolomit schon im Kar der Langen Wand (bei Lanersbach) zwischen Quarzit und Tuxer Marmor einer mylonitischen Lage als Flatschen einverleibt. Am Schmittenberg, Schöberspitze und in der Kaserer Scharte begleitet er die Tuxer Marmore. Hier wie am Wolfendorn ist unter ihm noch Tuxer Marmor eingeschaltet. Ebenso tritt er am Hochfeiler im Gebiete der Wienerhütte erst in der zweiten, vom Zentralgneis entfernteren Kalklage auf. Mehr als daß er über der tiefsten Marmorlage aufzutreten pflegt, ist bis jetzt über sein Verhältnis zum Tuxer Marmor nicht zu behaupten.

Unbestimmbare Fossilspuren führt er am Wolfendorn wie an der Kalkwand am Brenner. Letzteres Vorkommen ist von Frech als Trias aufgefaßt. Vom Wolfendorn an ist er durch die Gräben am orographisch rechten Pfitschtalergehänge fast ohne Unterbrechung bis auf das Pfitscherjoch zu verfolgen und hilft ferner das Vorkommen der Griesscharte mit den genannten parallelisieren. Dieselbe Bedeutung hat er für die Sengeserkuppel. Sein Vorkommen innerhalb der Pfunderer Phyllite möge den Kartenskizzen entnommen werden. Hervorzuheben aber ist, daß wir Pfitscher Dolomit die »Rensenzone« noch beharrlicher als Tuxer Marmor markieren sehen. Pfitscher Dolomite sind, wenn auch nicht als zusammenhängende Lage, sondern vielfach als Horizont gehäufter Linsen und Knauern dieses Dolomits, im Kalkphyllit an der Rensenspitze und von da gegen Westen im Streichen zu verfolgen und die Trias, welche Termier bei Sprechenstein nördlich von den »alten Gneisen« fand, ist hieher zu stellen, wovon die Begehung des Gehänges zwischen Trens und Niederflans überzeugt. Die Fortsetzung ist bei Thumburg über der Fortsetzung der Sprechensteiner Gneise zu finden.

Im Ridnauntal ist eine auf den bisherigen Karten fehlende, stellenweise 30 *m* mächtige Lage von Pfitscher Dolomit und Glimmermarmor zu erwähnen, welche in Innerridnaun etwas über »Wieslehen« vom Talboden ansteigend in großem Bogen das orographisch linke Ridnauner Gehänge durchzieht, ebenfalls einer wichtigen Grenze ungefähr folgend, nämlich der zwischen Ötztaler Schiefern und typischen Gliedern des Greiner Zuges (vgl. Fig. 1).

Das kleine Vorkommen von Thuins ist Pfitscher Dolomit im Sinne obiger Darstellung. Die Dolomite der Telfer Weißen (Vallming) und des Tribulaun (bei der Hütte) unterscheiden sich voneinander gar nicht, von den meisten der übrigen hier angeführten Pfitscher Dolomite nur durch ihren H_2S-Gehalt Solchen zeigen jedoch auch die Pfitscher Dolomite zwischen Wienerhütte und Hochfeiler und im Wildlahnertal bei Schmirn.

Für Tuxer Marmor, Bänderkalk und Pfitscher Dolomit gilt in dem besprochenen Gebiete die Regel, daß sie fließend deformiert sind und keine (sedimentären oder tektonischen) Breccien zeigen mit Ausnahme später anzuführender tektonisch-brecciöser rauhwackiger Begleiter des Pfitscher Dolomits, welche jedenfalls jünger als die Ausbildung der »Kalkphyllit«gesteinstracht sind (Einschlüsse!).

Dies stellt namentlich die Pfitscher Dolomite in einen später vielleicht deutbaren Gegensatz zu den jetzt anzuführenden. Im Hinblick auf die Theorie der Metamorphose nach Tiefenstufen ist die Verbindung feinkörniger Dolomite[2] mit groben Kalkmarmoren vorläufig festzuhalten und daß auch die ver-

[1] Für Frech bildet sehr im Gegensatz zu Rothpletz' Lehren »der Magnesiagehalt triadischer Schichten einen guten Unterschied von den rein kalkigen Gesteinen der Kalkphyllitformation«. Termier brauchte nur derselben Ansicht zu sein, um seine Triasdiagnose auf den vorpaläozoischen Kalkphyllit Frech's anwenden zu dürfen. Das wird die hier folgende Übersicht über die Verbreitung des Pfitscher Dolomits zeigen.

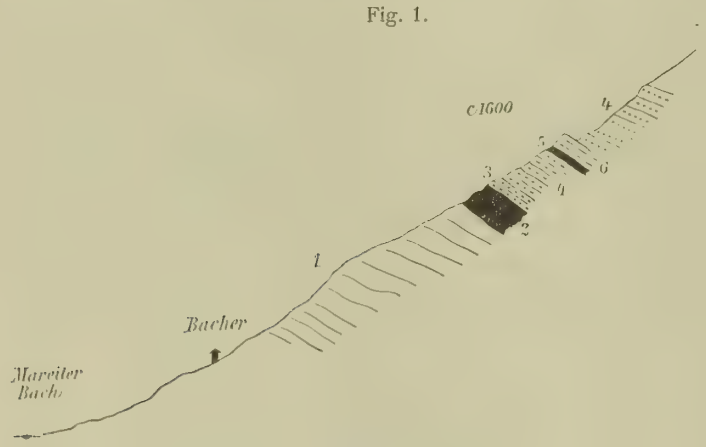
[2] Grubenmann nennt in den »krystallinen Schiefern« den Dolomit der Telfer Weißen als Beispiel für Epidolomit.

wegenste Tektonik die beiden Typen nicht etwa aus entsprechend verschiedenen Tiefenstufen beziehen kann.

Während es bisher nicht gelang, Pfitscher Dolomit unter den Gesteinen des Maulser Triaszuges zu finden, scheint den massigen, hell- bis sehr dunkelgrauen, manchmal H_2S haltigen Maulser Dolomiten mit Neigung zu Breccienbildung schon in der Zone zwischen Tuxertal-Schmirntal und den Zentralgneisen ein feinkörniger, wie gewisse Maulser Dolomite weiß-staubig anwitternder, im Bruch aber dunkler Dolomit von der Schöberspitze zu entsprechen. Helle H_2S-Dolomite aus dem Wildlahnertal und von der Gamskarspitze (nördlich vom Tuxerjoch) wurden schon früher mit den sie begleitenden Bänderkalken mit Maulser Typen verglichen. Die im Maulser Dolomit (sowohl in weißem, Punkt 1304, als in ganz dunklem, hinter der Kirche) stellenweise sehr häufigen, auf sehr großen Strecken aber ebenfalls fehlenden Kalkalgen wurden bisher nördlich von den Gneisen zwischen Brenner und Maierhofen nicht gefunden und gewisse, wahrscheinlich organogene Einschlüsse unterscheiden sich durch ihre spätige Fossilifikation jedenfalls von der der Kalkalgen in Mauls und anderenorts.

Das oben genannte Vorkommen von der Gamskarspitze stellt schon die Karte F. Sueß' als Hauptdolomitsynklinale neben das Material des Dolomitsockels der Tarntalerköpfe. Dies geschieht beim Mangel von Fossilien in diesem Falle — und in wievielen anderen Fällen! — nur auf Grund der überzeugenden petrographischen Gleichheit und — vielleicht — der engen Nachbarschaft. Diese letzte wird man aber von gleichzustellenden Schichten nicht fordern dürfen.

Fig. 1.



Graben beim Gehöfte »Bacher«, Ridnaun.

1. Glimmerschiefer mit Granat und Garben. 2. 30 *m* grau-gelber Kalk, stellenweise bänderig. 3. Gequälter weißer Glimmerschiefer mit großen Granaten. 4. Granatglimmerschiefer. 5. Glimmeriger »Kalkphyllit«kalk. 6. Amphibolit.

Die blätterigen und bänderigen, wenig krystallenen Kalke, welche mit Kalkphylliten unter den Tarntaler Dolomit fallen, wurden schon mit gleichgelagerten, petrographisch übereinstimmenden Bildungen der Maulser Zone verglichen, auf die hellen und dunklen zur Breccienbildung neigenden Dolomite, welche beiderorts manchmal H_2S-Gehalt zeigen und beiderorts von Rauhwacken begleitet sind, kann man den Vergleich sehr wohl ausdehnen. Daß die Tarntaler Rauhwacken manchmal von Gips begleitet sind, wurde schon andernorts vermerkt. In der Scharte nördlich vom Graukopf bei Lanersbach (Tuxertal) erscheinen Rauhwacken als unmittelbare Nachbarn eines Carboneisendolomits, wie F. Sueß diese in ihrer Tracht in den meisten Fällen unverkennbaren Dolomite nannte, zwischen Quarzphyllit und Tarntaler Quarzit. Ein Schnitt weiter östlich vom Grindlspitz zum Tuxerbach trifft noch Tarntaler Breccien, Dolomit und eine ganze Reihe typischer Tarntaler Gesteine im Gegensatz zu den bisherigen Annahmen und Karten, hier wie sonst unter den Quarzphyllit fallend. Man nähert sich damit gewissen, allerdings (etwa wie in Stilfes) grobkrystallinen Dolomiten der Gerloswand bei Maierhofen, unter welchen, in übrigens unklarer Lage, ich noch Gips und in welchem ich Einschlüsse fand, an denen eine (Gyroporellen-?)Ringelung eben noch wahrzunehmen ist.

Als bei der Kartierung neu ausgeschiedene Rauhwacken wären noch besonders die Rauhwackenbreccien der »Rensenzone« anzuführen. Man kann sie zum Beispiel in der Scharte nördlich vom Fensterlekofel (Valsertal östlich von Stinn) als konkordante, etwa 5 *m* mächtige Lage in Kalkphyllit mit Einschlüssen epsselben und serizitischer Schiefer gut erschlossen finden, südlich von der Unterkircheralm im Pfunderstal in Gesellschaft jener hier mächtigen Serizitquarzitschiefer. Der Umstand, daß sie vollentwickelten Kalkphyllit als Fragment enthalten, macht die Annahme so großer Verschiebungen bei ihrer Einschaltung zwischen Kalkphyllit nötig, daß man diesen Verschiebungen wohl auch die Einführung der fremden

Serizitschieferfragmente aus der Nachbarschaft zuschreiben und im übrigen bei Erklärung des Brecciencharakters an die Zerbrechung eines Horizontes denken mag, welcher aus dolomitischem Kalkphyllit mit ausgebildeter Tracht bestand. Neben diese wären die Rauhwacken vom Westgrat der Weißespitze bei Gossensaß in Begleitung der Bänderkalke, namentlich aber Rauhwacken aus der Hochstegenzone[1] (Scharte südlich vom kleinen Kaserer), Rauhwackenbreccien von der Kalkwand am Brenner und von der Griesscharte zu stellen.

Mit den Maulser Rauhwacken wurden schon die Rauhwacken der Geierspitze verglichen. Gleich den Dolomitbreccien mit Albit sind Rauhwacken in jenen tiefgreifenden Horizonten gehäufter Triasschollen enthalten, welche den Kalkphyllit südlich von der Geierspitze kennzeichnen. Von solchen Horizonten wird bei Besprechung des »Kalkphyllits«, von welchem sie mehr und mehr untrennbar werden, weiter die Rede sein.

Wie man sieht, hat die Verteilung der Rauhwacken und ihrer Druckbreccien die früher gezogenen Vergleiche nicht getrübt, freilich auch wenig gestützt und gefördert, da sie sowohl mit Pfitscher Dolomit als mit Maulser und Tarntaler Dolomit auftreten. Sie sind lepontinischen und ostalpinen Arealen (im Sinne von E. Sueß) gemeinsam.

Über einige Beobachtungen an den Dolomitbreccien der Tuxer Voralpen und manche ihrer Beziehungen zur polygenen »Tarntaler Breccie« wurde kürzlich berichtet. Dem sei beigefügt, daß der brecciöse, beim Zerpressen H_2S entlassende Dolomit (Hauptdolomit F. Sueß'), welchen der Südhang der Geierspitze im hinteren Schmirntal schneidet, sowohl unverquarzte als, und zwar gegen den Kontakt mit dem Schiefer, verquarzte Breccie in syngenetischem Verbande zeigt.

Auf die Phyllitisierung gleicher Breccien zu einem typischen Mitglied der Kalkphyllitgruppe hat F. E. Sueß am Hippoldjoch hingewiesen. Die Dolomitbreccie des Geierspitzsüdhanges ist vielfach bis auf faustgroße Nester phyllitisiert. Die herrlichen Aufschlüsse gestatten keinen Zweifel, daß hier als mechanische Facies, als ein tektonisches Derivat der »Hauptdolomit«breccie ein typischer, von allen Beobachtern als solcher bezeichneter und kartierter Kalkphyllit oder Brennerschiefer auftritt. Durch den Charakter ihrer Komponenten, eines dunkleren und eines helleren feinkörnigen Dolomites, ihre Verquarzung und ihre Begleiter erweisen sich als typischer Tarntaler Brecciendolomit die oft linsenförmigen Trümmer von Kopf- bis Hausgröße und die größeren Lagen, welche mit anderen Gesteinen dem Kalkphyllit (besser Glanzschiefer) zwischen Geierspitze und Gamskarspitze mehrfach parallel eingeschaltet sind, an der Gamskarspitze auch von F. Sueß festgestellt und zum Tarntaler Hauptdolomit gezogen wurden, aber im Gegensatz zur genannten Karte bis in die Schlucht des Oberen Baches in die Tiefe erschlossen sind. Sehr schöne Albite sind auf Klüften dieser Brecciendolomite zu finden und stellen sie den Triasdolomiten umso näher. Im weiteren Verlauf desselben Grates gegen Süden etwa 100 *m* südlich von der Frauenwand, taucht aus den fast kalkfreien typischen Grauwackengneisen ein über etwa $^1/_2$ m^2 vom Einbettungsmaterial entblößter Einschluß von Tarntaler Dolomitbreccie. Man hat hier die Wahl, die Grauwacken für jünger als die Dolomitbreccie oder den Einschluß für einen tektonischen zu halten, wofür ich mich entscheide. Hier wie in den früher und einigen andernorts (l. c., p. 27) erwähnten Fällen ist die Ausbildung der Breccie vor ihrem Umschluß durch das fremde Material erfolgt und ist nicht etwa einer Zerpressung bei mechanischem Umschluß zuzuschreiben (gleichmäßige Mischung der Breccie aus zwei Dolomiten!). Da Erscheinungen wie die südlich von der Geierspitze erwähnten Trümmerlagen mit Brecciendolomit, den Höhepunkt im Auftreten tektonischer Kräfte bezeichnen, ist umsomehr festzuhalten, daß diesem die Bildung der Breccienstruktur des Dolomits vorhergeht und also die Frage nach der Entstehung derselben zu verwickelt wird für die einstige Antwort Rothpletz', welcher die »nesterweise« Breccienstruktur des Dolomits »bei der

[1] Schon Adolf Pichler hat (L. 25, p. 206) auf Rauhwacken hingewiesen, welche im Wildlahnertal (Schmirn) über schmutzigweißem, staubigem Dolomit liegen. Und mehr: er hat diese Rauhwacken mit denen des »Lias« in den Tarntalerköpfen verglichen und damit der Parallele keineswegs widersprochen, welche wir jetzt zwischen Tarntalerkögeln, Teilen der Hochstegenzone und Maulser Trias ziehen.

Faltung« von Dolomit und Schiefer als Ausdruck der größereren Sprödigkeit des ersteren entstanden denkt. Die Gründe, welche trotzdem für Druckbreccien sprechen, wurden kürzlich angeführt (L. 27). Daß sich auch die Brecciendolomite mit H_2S in der Maulser Triaszone wiederholen, läßt sich bei Stilfes, namentlich aber im Seiterbergtal auf der orographisch linken Talseite beobachten.

Bezüglich der Eisendolomite, welche F. E. Sueß als leitend bei der Bestimmung oberkarbonischer Quarzphyllite in den Tuxer Voralpen gelten ließ, scheint mir nach Vergleichen im Felde ihre Identität mit den Eisendolomiten vom Nößlacherjoche unverkennbar, wenn man beiderseits die markantesten Typen betrachtet, stark dolomitische, in Nestern und größeren Beständen spätig struierte, grellrot anrostende, verquarzte und glimmerhältige Gesteine, welche nach Pichler (L. 25, p. 220) am Nößlacherjoch Siderit, Ankerit, Galenit und Fahlerz, nach den alten Protokollen des geognostisch-montanistischen Vereines (Pichler cit. l. c., p. 200) in der Tarntaler Knappenkuchel Fahlerz und Baryt führen. Nur solche unverkennbare Typen sollen im folgenden kurz als Eisendolomit bezeichnet werden. Denn es muß beachtet werden, daß schon am Nößlacherjoche weit weniger typische »Eisendolomite«, zum Beispiel nicht anrostende, als enge Nachbarn der typischen auftreten. Ähnliches hat Young (L. 44 und 27) neuerdings in den Tarntalerkögeln beobachtet und sogar daraufhin die Eisendolomite mit Brecciendolomiten des Hauptdolomits (F. E. Sueß') verglichen und diese als prätriadische aufgefaßt. Ohne dem zu folgen, — denn Young's Gründe scheinen dem Verfasser zurzeit noch zu schwach — müssen wir uns vorläufig begnügen, der entstehenden Eisendolomitfrage durch eine größere Zurückhaltung in der Verwendung dieses Begriffes als sie Frech's und F. Sueß' Karten zeigen, und durch einige neue Beobachtungen entgegenzukommen.

Im Profil zwischen Wanglspitz und Grindl bei Lanersbach treten mit den übrigen Tarntaler Gesteinen die von Young im Naviser Gebiet bemerkten Mitteltypen zwischen Eisendolomit und Triasbrecciendolomit auf; außerdem aber typische Eisendolomite auf der Erhöhung in der Mitte des Joches südlich vom Grindl wiederholt als Einschlüsse von oft nur nach Metern messender Ausdehnung nicht in Quarzphyllit, sondern in schwarzem Glanzschiefer, auf der Höhe in Begleitung kalkphyllitischer Typen, wie dies bei den »Trias»dolomitbreccien häufig vorkommt. Weiter westlich weist in der Scharte nördlich vom Graukopf typischer verquarzter Eisendolomit eine Lage von bänderigem Kalkphyllitkalk auf und als unmittelbaren Nachbar Rauhwacke.

Das Auftreten von Eisendolomit an der Grenze zwischen Quarzphyllit und Tarntaler Kalkphylliten, begleitet von Bänderkalken der letzteren, können wir am Südgrat des Grafmarter bei Navis ganz übereinstimmend finden, beiderseits mit hangendem, nach Norden fallendem Quarzphyllit. In beiden Fällen stehen wir an der Nordgrenze der Tarntalerbildungen. Aber auch bei den Vorkommen in der Knappenkuchel mit den Dolomitmassen der Tarntalerkögel über sich wird man finden, daß man sich mit dem »Carbon«dolomit in einem Niveau befindet, welches von der Grenze zwischen Quarzphyllit und Tarntaler Kalkphyllit wenig abweicht. Man könnte dabei an den Kalkphyllit denken, welchen die Sueß'sche Karte ganz richtig bald unter dem Quarzphyllit zeichnet, aber auch ebensogut an den Kalkphyllit, welcher parallel mit dem Dolomitkeil von der Geierspitze herabstreichend denselben viel länger begleitet, als aus bisherigen Darstellungen zu entnehmen ist. Hier steckt der Eisendolomit in gemeinem Quarzphyllit. Geht man aber weiter nach Süden und betritt das Gebiet der Glanzschiefer und Kalkphyllite (bei Frech und Sueß als Kalkphyllit kartiert), so findet man schon im Bereiche der Kupferbergalm Stücke Eisendolomits, welche nur dem Kalkphyllit entstammen können; der Obere Bach führt da und dort solche Belegstücke von den Halden gegen Schmirn nach Kasern hinaus und eine Begehung seines wegen der Brecciendolomiteinsprenglinge auf Schichtflächen schon mehrfach erwähnten Sammelgebietes ergibt nicht nur solche, sondern auch Eisendolomite. Der Eisendolomit erscheint also, ein Niveau zwischen Quarzphyllit und Kalkphyllit in gewissen Grenzen einhaltend, in beiden Gesteinen.

Das fragmentarische Auftreten und andere Gründe legen eine tektonische Erklärung dieses Verhaltens nahe, worauf später eingegangen wird.

Damit bleibt noch ein Carbonat anzuführen, ebenfalls ein eisenhältiger, feinkörniger, eisenschwarzer Dolomit, der mit den eben genannten Eisendolomiten nicht verwechselt werden kann. Im Rahmen des

behandelten Gebietes gelang es noch nicht, mit einiger Sicherheit über die Herkunft dieses Dolomites zu entscheiden. Er steckt vielfach als Komponente in der Tarntaler Breccie, auch für die isolierten Vorkommen derselben in den Grauwacken südlich der Frauenwand und im Profil Grindlspitz—Außer-Lanersbach gilt dies. In der mylonitischen Zone zwischen Tuxer Marmor und Liegendquarzit des Grünberges und in der Grenzregion der Wolfendornkalke gegen die Gneise fand ich solchen Dolomit, am letzteren Orte leider bisher nur in Haldenstücken. Petrographisch entspricht ihm ganz ein braun anrostender Dolomit, welcher von den Pentacrinuskalken am Klammjoch (zwischen Navis und Lizum) untrennbar ist; doch möchte ich diese folgenreiche Gleichstellung noch verschieben. Weder der Nößlacher Eisendolomit noch der eben genannte war bisher südlich von den Zentralgneisen festzustellen.

F. Becke hat seit langem (L. 6) Hochstegenkalk nördlich über den Tuxer Gneisen unterschieden und die Kalke des Wolfendorns demselben gleichgestellt. Bezüglich der stratigraphischen Deutung des Hochstegenkalkes scheint mir Becke viel zurückhaltender geblieben zu sein als Frech. Die Angaben des ersteren Forschers summieren sich bis zum Ergebnis, daß der Schieferhülle in ihrer unteren silicatischen Abteilung Marmorlager und als ein solches die Hochstegenkalke eingeschaltet sind. Frech erklärte das liegende Marmorlager seines Kalkphyllits für dasselbe, was Becke Hochstegenkalk genannt habe, und den Kalkphyllit für älter als Quarzphyllit. Becke aber hatte Stache's Frage nach Äquivalenten des Quarzphyllits in der Schieferhülle aufgenommen, wenn auch ausdrücklich offen gelassen. Wenn Frech den »Marmor des Kalkphyllits = Hochstegenkalk« seiner Karte aber wirklich als einen stratigraphischen Horizont, nicht als petrographischen Typus um beide Gneiszweige des Tauernwestendes gelegt haben wollte, so hätte sein Kartenbild eines ausführlichen Kommentars im Texte bedurft, denn am ganzen Gneisrande südlich vom Wolfendorn erscheint der Hochstegenkalk auf der Karte plötzlich gleich unter Quarzphyllit (= jünger als Kalkphyllit) als dessen Liegendes oder als einziger Vertreter (?) des sonst mächtigen Kalkphyllits, welcher demnach zwischen Hochstegenkalk und Quarzphyllit ausgefallen wäre. Nur diese Mehrdeutigkeit des Namens Hochstegenkalk war der Grund, in einer vorurteilslosen Übersicht der Gesteine diese Bezeichnung vorläufig nicht zu verwenden.

Termier hatte 1903 (L. 40) die konkordanten Kalk- und Dolomitlagen des Tuxertales mit denen vom Wolfendorn, vom Schlüsseljoch (Griesscharte), von der Weiße Spitze und vom Tribulaun mit den Krimmler und Maulser Diploporenkalken und der Semmeringtrias zusammengestellt und mit der Trias der Vanoise verglichen, andrerseits Rettelwand- (bei Maierhofen), Tarntaler und Serlestrias zusammengefaßt.

Diese Zusammenfassungen wurden als stratigraphische Basis für die Auffassung des Tauernwestendes als Deckenland gegeben. Später aber, 1905 (L. 39), nahm Termier eine, wie mir scheint, weniger unbefangene Einteilung vor, bei welcher die »Pfitscher Dolomite« meiner Beschreibung von Sprechenstein, Thuins, Weiße Spitze, Telfer Weiße und Tribulaun der Gruppe Tarntal, Rettelwand, Mauls, Ortler und den Kalken und Bildungen der Hochstegenzone gegenübergestellt werden, aus Gründen der Tektonik. Demgegenüber wird hier namentlich an der Gleichstellung der Hochstegenzone und der Rensenzone (vgl. p. 60 [318]) und an dem Auftreten von Maulser Bänderkalk noch zwischen Tuxerjoch und Gneiszone festgehalten. Die Zahl der Fälle, in welchen der genauen Aufnahme nur die Bestätigung der oft raschen und glücklichen Zusammenfassungen Termier's blieb, ist aber, wie man sieht, groß genug, wobei das Mißtrauen tröstlich sein mag, welches dieser Forscher sich begegnen sah.

Sein Vergleich der Maulser mit der Semmeringer Trias ist unter anderem zu stützen durch die vollständige Identität der Mergel, in welchen schon F. Teller bei Weißenbach (im Sarntal) Cidariten und Brachiopoden fand, mit dem schönen Materiale vom Semmering, welches ich bei Herrn Hofrat Toula in Vergleich zog.

Sie gleichen, ohne freilich spezifische Bestimmungen zu erlauben, vollständig zentraltirolischen Kössener Schichten, was gut damit übereinstimmt, daß Teller die Diploporendolomite der Maulser Zone als obertriadisch auffaßte (V. R. A. 1883, p. 193), und ebensogut mit der bisherigen Auffassung der schon oben in Vergleich gestellten Tarntaler Dolomite als Hauptdolomit (F. E. Sueß).

Schließlich sei bezüglich der Pfitscher Dolomite noch bemerkt, daß ich, bei freilich unzureichender Kenntnis des Gebietes, nach Handstücken des Innsbrucker geologischen Institutes jedenfalls das Auftreten von typischen Pfitscher Dolomiten (zum Beispiel Fundort Ampaß und Lanser Kopf) um Nordrand der Quarzphyllite feststellen kann. Daß auch Marmore, Schiefer mit Kalkgehalt und Chloritschiefer im Quarzphyllit auftreten, ist dem beizufügen. Im übrigen hat die Deckentheorie die Entscheidung, ob hier kalkphyllitische Horizonte wieder auftauchen oder ob die Pfitscher Dolomite des Quarzphyllits die Auffassung Termier's von den Pfitscher Dolomiten der Tauern umstoßen, und die Frage Becke's nach Quarzphyllitäquivalenten in der Schieferhülle beantworten helfen, von der genauen Analyse der Quarzphyllitregion südlich von Innsbruck zu erwarten, welche von Ohnesorge schon vor Jahren vorgenommen wurde, aber noch nicht publiziert ist.

Hier sollen mit der ausdrücklichen Bemerkung, daß ich dabei das von mir begangene Gebiet verlasse und mich auf fremde, aber vielfach erprobte Angaben stütze, einige weitergehende Vergleiche folgen.

W. Hammer hat die Marmore der Tonaleschiefer mit den Marmoren bei Marling (Meran) verglichen. Diesen entsprechen ganz gewisse Marmore der Rensenzone, zum Beispiel die Salitmarmore im Hangenden des Gurnatsch (Valsweg zum Großen See), Strahlstein, Salit und Wollastonit führenden Kontaktkalken Hammer's, besonders aber weiter östlich die Marmore, welche im Kamme zwischen Mühlwalder und Pustertal (zum Beispiel Putzenhöhe) in Berührung mit Zweigen der Antholzer Orthogesteine treten und schwierig horizontierbar werden. Ebenso wie im Gebiete Hammer's (vergl. L. 18, p. 5 ff.) sind hier die Marmore von den Gneisen dem Alter nach nicht zu trennen, solange man von der Annahme absieht, daß eine tektonische Einbeziehung dieser konkordanten Kalke in die Schiefer der intrusiven Einschaltung der ebenfalls konkordanten Antholzer und jüngerer Orthogesteine in die Schiefer vorangegangen sei.

Schon Stache setzte die Laaser Schichten gleich den kristallinen Kalken und Schiefern der Schieferhülle und damit gleich dem untersten, zum Teil dem Quarzphyllit äquivalenten Kalkphyllit. In seiner Arbeit über Laas (L. 17, p. 513 ff.) hat Hammer die Ansicht ausgesprochen, daß der präcambrische oder untercambrische Laaser Crinoidenmarmor mit seinen Begleitern der untersten Abteilung der Schieferhülle, und namentlich, daß die Ratschingeser Gesteine der Schieferhülle entsprechen. Oben ergaben sich Gründe und es werden sich deren weiter unten noch andere ergeben, die Marmore Ratschinges-Gilfenklamm für die Fortsetzung der Rensenzone zu halten, welche wir schon mit der Tauernschieferhülle im engsten Sinne zu vergleichen und gleichzustellen begonnen haben.

So wie Weinschenk im Laaser Marmor habe ich bei Begehung der Rensenzone zwischen Gansöralm (bei Mauls) und Rensenspitze neben zahlreichen, meist linsenförmig deformierten spätigen Fossilspuren im »Kalkphyllit«glimmermarmor auch solche gefunden, deren rechteckiger Längs- und runder Querschnitt sich durch Anschleifen noch mehrfach deutlich machen ließ und welche ich für Crinoidenglieder halte.

Im letzten Bande des »Antlitz der Erde« (L. 32, p. 192) hat E. Sueß die Kalke von Ratschinges mit dem von Thuins und denselben in seiner weiteren Fortsetzung mit dem Kalkstein von Sprechenstein übereinstimmend mit Termier's Auffassung verbunden. Wenn man von Thuins, dessen Gesteinscharakter (Pfitscher Dolomit) übrigens keinen Einwand böte, absieht, so bleibt die Linie Ratschinges—Sprechenstein.

In der Fortsetzung dieses Zuges vielleicht veränderter Trias sucht Sueß den Saum von Trias, welcher vom Brenner als Südrand der Tauern nach Windisch-Matrei zieht. Alle diese Kalke ist Sueß (p. 220) geneigt, als mesozoische Tauernkalke aufzufassen. Wenn man von der Altersfrage absieht, so herrscht hier von Stache bis auf Sueß und meine Aufnahmen kein Widerspruch. Da Sueß aber ebenfalls die Kalke der Rensenzone als Tauernkalke, demnach als lepontinisch deutet, sei hier die Untrennbarkeit dieser lepontinischen Kalke von den im Sinne Termier's und Sueß südlich folgenden Gneisen der ostalpinen Wurzelzone noch einmal betont. Dies enthält keine Widerlegung der Deckentheorie für das Tauernwestende, aber es charakterisiert Ostalpinum und Lepontinum in der »Wurzelzone« als verschiedene Horizonte, nicht etwa nur verschiedene gleich alte Facies und bildet einen Beitrag zur Frage

wie weit Facies und wie weit Altersunterschiede ostalpine von lepontinischen Bildungen trennen lassen.

Nach der eingehenden Beschreibung der Ortlertrias, welche wir nun von Hammer besitzen[1] (l. 14), läßt sich auf einige neu auffallende gemeinsame Züge zwischen der Triasentwicklung im Ortler und jener der Tarntaler Berge hinweisen. Die von der Trias oft durch Phyllit getrennten Rauhwacken zwischen Verrucano und Trias des Ortler haben in den Tarntaler Kögeln ihr ebenfalls manchmal von Gips begleitetes Äquivalent, dessen einzelne Vorkommen im Laufe der Zeit sehr verschiedene Deutung erfuhren.

Pichler (l. 25, p. 202) erkannte richtig die nahe Beziehung dieser Rauhwacken zu Schiefern, als welche er dasselbe beschreibt, was hier weiter unten als Kalkphyllit und Quarzphyllit der Tarntaler beschrieben werden soll, und ist geneigt, die Rauhwacken zu Lias zu stellen (vgl. l. c., 202 und Verh. der Reichsanst. 1858, p. 120). Rothpletz (l. 26, p. 152) stellte sie in den Verrucano. Eben dazu neigt sich Hammer im Ortler gerade im Hinblick auf die Tarntaler Rauhwacken. Dazu ist zu bemerken, daß Rauhwacken in den Tarntaler Kögeln jedenfalls auch untrennbar vom Brecciendolomit (F. Sueß' Hauptdolomit) vorkommen. Die Beschreibung der Ortler Rauhwacken des Verrucano bei Hammer mit ihren Einschlüssen aus dem Liegenden und Hangenden (l. c., p. 90 und 91) und insbesondere den Serizitphyllitfragmenten erinnert ganz an die oben aus dem Tonglimmerschiefer der Frech'schen Karte, zum Beispiel aus der Rensenzone, beschriebenen Rauhwackenbreccien.

Über den Rauhwacken folgen im Ortler nach Hammer (l. c., p. 97) Dolomite mit Einschaltungen schwarzer, dicktafeliger Kalkschiefer mit roten und violetten Schichtflächen, in welchen man recht wohl gewisse Tarntaler Kalkphyllite erblicken könnte. Die folgenden, oft brecciösen Kalke und Dolomite finden wir in den Tarntalern wieder, ebenso die dunklen Lithodendronkalke. Weiße, kristalline, ovale Körperchen, wie sie Hammer aus den Plattenkalken erwähnt, fand ich in einem dunklen Kalkphyllitmarmor, welcher von anderen Kalkphyllitvarietäten untrennbar die nach Norden geöffnete Gipfelsynklinale der Gerloswand bei Zell umhüllt, und konnte an einigen der Körperchen eine auf Gyroporellen deutende Ringelung noch wahrnehmen. Die klingenden, dachschieferähnlichen Kalkschiefer in der Nähe der schwarzen Schiefer erinnern, auch was die Nachbarschaft der schwarzen Schiefer anlangt, an die Pentacrinuskalke vom Klammjoch.

Auf mehr als derartige Hinweise auf gemeinsame Facies beider Gebiete muß so lange verzichtet werden, bis eine ganz detaillierte Darstellung der Tarntaler Kögel vorliegt.

II. Glanzschiefer.

An den auf den bisherigen Karten summarisch als Kalkphylitt etc. oder als Quarzphyllit ausgeschiedenen Gebieten südlich und nördlich vom Tauernwestende sind kalkfreie schwarzgraue und hellbraune matte bis lebhaft glänzende Tonschiefer stark beteiligt, welche bei manchmal auftretender Anreicherung mit Quarz nur als Quarzphyllit[2] bezeichnet werden können. Wo ein höherer Grad kristalliner Ausbildung in Mineralneubildungen zum Ausdruck kommt, wird dies eigens bemerkt.

Die Frage, ob man solche Mineraltonschiefer als metamorphere aber stratigraphisch äquivalente Vertreter der gewöhnlichen, wenig kristallinen Glanz- und Tonschiefer betrachten darf, ist für das folgende besonders vor Augen zu behalten. Wir finden schwarze und braune Glanzschiefer mit den Quarziten und phyllitisierten Dolomitbreccien unter die Tarntaler Dolomite einffallend und die Naviser Talsohle bis unter die Stipler Alm gegen Norden noch überschreitend. Gleiche Glanzschiefer erweisen sich südlich von der Geierspitze als Begleiter des Quarzits und Brecciendolomits der gewaltigen isoklinen Zerrschichtflächen. Einschlüsse von Tarntaler Dolomitbreccie im Glanzschiefer des Geierspitzsüdhanges und ander-

[1] Einen Vergleich der Ortlertrias und der Brennertrias von einem stratigraphischen Kenner der beiden findet man bei Frech (L. 13).

[2] Dieser Quarzphyllit wird im folgenden als Quarzphyllit 1 bezeichnet.

wärts (vgl. l. c., p. 27) sind zu einer Altersbestimmung nicht zu verwenden, da eine ganze Reihe von Deformationserscheinungen auch hier mindestens nahelegt, mechanische Aufnahme der Breccie in den Glanzschiefer anzunehmen.

Ebenfalls als Begleiter des Tarntaler Quarzits findet man die Glanzschiefer im Profil über den Wangelspitz bei Lahersbach. Hier wie in den Tarntalern wird aus Glanzschiefer ohne die Möglichkeit, eine Trennung vorzunehmen, das Gestein, welches oben als Quarzphyllit 1 bezeichnet wurde, und wenn man schon jetzt die Frage heranzieht, ob etwa auch der Quarzphyllit mit Eisendolomit, welchen F. Sueß in der Tarntaler Knappenkuchel als Carbon zeichnet, Quarzphyllit 1 sei, so spricht einigermaßen für deren Bejahung der Umstand, daß die Glanzschiefer im Joch südlich von dem Grindl (Wangelspitzprofil) Einschlüsse jeder Größe ganz unverkennbar desselben Eisendolomits enthalten, welcher im Quarzphyllit der Knappenkuchel steckt.

Aus der Hochstegenzone wurden schwarze Tonschiefer und Quarzphyllit aus der Gesellschaft der Wackenquarzite und Hochstegenkalke schon erwähnt. Bei der ausführlichen Besprechung des Verlaufs der Kalke, Quarzite und Grauwacken dieser Zone mag es genügen, aus den Resultaten bezüglich der Tonschiefer hervorzuheben: dieselben Tonglanzschiefer, welche die Tarntaler Dolomite untertiefen, umhüllen als Mitglieder der Quarzitgrauwackenserie die symmetral eingeschalteten Kalke und Dolomite der Rieperspitze und Kalkwand am Brenner. Die schwarzen Glanzschiefer mit Pyrit vom Jochgrubenkopf bei Schmirn sind ununterscheidbar von den kürzlich aus den Tarntalern beschriebenen pyritführenden Tonschiefern; neben den Dolomiten und Kalken der Frauenwand finden wir hellbraune, unverkennbare Tarntaler Glanzschiefer. Wenn man nun, wie dies oben bezüglich der Kalke geschah, die schwarzen Tonschiefer des Wolfendorn mit denen der Kalkwand gleichstellt, so kann man nicht umhin, im Rhätizitschiefer des Wolfendorn eine Metamorphose zu sehen, welche Tonglanzschiefer und Quarzphyllit 1, hier teilweise, ergriffen hat. Die Verhältnisse im Kar nördlich von Kematen im Pfitschtal machen es sicher, daß die Rhätizitschiefer eine stellenweise im schwarzen Tonglanzschiefer mit schwarzem Quarzit auftretende Facies des hier unmittelbar unter Pfitscher Dolomit liegenden Glanzschiefers sind. Daß es sich um eine metamorphe Facies handelt, dürfte keinem Zweifel begegnen. Die Glanzschiefer der Scharte SSW der Kalkwand am Brenner werden granatführend und sind dann von gewissen Schiefern des Greiner Zuges ununterscheidbar, deren manche wieder durch Hinzutritt quergestellter Biotite eine neue, sehr auffällige Abart bilden.

Für die Identifizierung der Tonglanzschiefer von der Kalkwand mit den Granatentonschiefern des Greiner Zuges spricht außer der petrographischen Gleichheit beiderseits die Gesellschaft von äquivalenten Kalken und von Wacken und sowohl für die Glanzschiefer der Kalkwand als für die des Wolfendorns ihre Fortsetzung im Streichen. Nur Größe und Zahl der Mineralneubildungen in den Tonschiefern nimmt im Greiner Zuge zu. Den Charakter von Neubildungen nach der Schieferung zeigen die von relikten, nur etwas auseinander gedrängten Schnüren der »Grundmasse« durchzogenen Granaten eines Schliffes aus dem Graben bei Stein im Pfitschtal ganz vortrefflich.

Über der inneren Marmorlage des Hochfeiler liegen helle und dunkle bis schwarze Tonglanzschiefer mit großen Granaten, begleitet von Quarziten. Man findet darunter Typen, welche genau den Mineraltonschiefern vom Hochsteller im Greiner Zug entsprechen, die eben mit den metamorphen Tonglanzschiefern in Zusammenhang gebracht wurden, welche den Tuxer Ast der Zentralgneise umziehen und mit den Tuxer und Tarntaler Tonschiefern zusammenhängen. Die Ausprägung dieser Tonschieferhülle des Hochfeiler ist derart, daß man sie namentlich im Süden, zum Beispiel an der Röthelspitze, wo Facies von der Farbe der hellbraunen und dunklen Tarntaler Glanzschiefer, aber mit großen Granaten zwischen dem Kalkmantel und dem Knollengneis der Dannelscharte liegen, im Handstück vielfach als Quarzphyllit mit Granaten ansprechen muß. Dieselben Mineraltonschiefer schneidet weiter östlich das Profil über die Napfspitze, wobei der Granatgehalt der Tonschiefer vom Schwarzen Rüffl weit vom Zentralgneis anzumerken ist. In der Sengeser Kuppel treten diese Mineraltonschiefer des Hochfeiler, wie nach allem Bisherigen zu erwarten, ebenfalls in typischer Ausprägung auf. Im »Tonglimmerschiefer«-Gebiet zwischen Hochfeiler

und Brixner Granit ist eine relative Horizontierung der Tonschiefer, wie überhaupt die Analyse[3] dieser weithin streng isoklinen, dabei rasch wechselnden und wiederholenden Schichtfolgen äußerst schwierig. Im einzelnen ist auf die Karte zu verweisen, im allgemeinen zu sagen, daß hier wie nördlich von den Gneisen ein enger Anschluß der Tonglanzschiefer an Kalke, Kalkphyllite und Quarzite und Wechsel mit diesen Gesteinen auffällt und daß neben mineralführenden Typen auch wenig krystalline auftreten. Das Verhältnis zwischen solchen Quarzphylliten und Kalkphylliten ist ein sehr vermittelter Übergang durch Zwischentypen, der Wechsel oft so rasch, daß ihn die Karte 1 : 25000 nicht wiedergeben kann.

In der Rensenzone gehen an der Grenze des Kalkphyllits gegen die Maulser Gneise als Begleiter der sporadischen Kalk- und Dolomitreste zwischen Sprechenstein und Niederflans Granattonschiefer ziemlich ausdauernd mit; nördlich von der Rensenspitze enthalten die unten am »Knopfschiefer« untrennbar mit gelbem Kalkphyllitmarmor verbunden schwarzen Glanzschiefer mit Pyrit; bei der Unterkircher Alm im Pfunderstal begleitet den schon erwähnten Quarzit Granatglanzschiefer derselben Ausbildung wie von der Kalkwand am Brenner. Was die Maulser Triaszone anlangt, so kann man im Seiterbergtal die aus dem Tarntaler Gebiet bekannten schwarzen Glanzschiefer mit dem Brecciendolomit verschliffen und dem Quarzit- und Wackenhorizont unmittelbar angrenzend finden (orographisch linke Talseite).

Am Ausgange des Ridnaun treten bisher unbemerkte schwarze Glanzschiefer mit Granaten über der Greiner Serie (siehe unten) in Gesellschaft von Quarziten und mit diesen zu Quarzphyllit 1 vermischt auf (Stranses-Atscherwiesen-Telfer Weißen) und in weichen Granatphylliten der erwähnten Serie über dem Band von Marmor und Pfitscher Dolomit kann man hochkrystalline, gewissen Greiner Schiefern gleiche und weiter den Tonglanzschiefern äquivalente Typen erkennen. An der absoluten Altersbestimmung dieser Tonschiefer kann der Verfasser derzeit nur sehr unsichere Schritte tun. Es fehlt an einer ausführlichen Darstellung des nordosttirolischen Paläozoikums, mit welchem ein Vergleich nicht übergangen werden darf. Im Handstück sind manche »Kitzbüheler Grauwackenschiefer« den Tonglanzschiefern sehr ähnlich.

Das Nößlacher Joch gäbe hier wie bezüglich der Grauwacken und Quarzite, über welchen beim Steidl schwarze Glanzschiefer auftreten, eine Altersbestimmung nur, wenn man normale Schichtfolge annimmt. Bezüglich des sicheren Obercarbons vom Gipfel des Nößlacher Jochs fallen die Eisendolomite mehr ins Gewicht als petrographische Gleichheit mit den Tonglanzschiefern, welche am Grindlspitz bei Lanersbach solche Dolomite führen. Wie für ihre Begleiter bleibt das Alter der Tonglanzschiefer zwischen Carbon und Trias unbestimmt. Der Vergleich mit dem Verrucano Hammer's läßt sich auch auf gewisse »Lettenschiefer« ausdehnen, welche in der Sesvenna »vom Verrucano zu den Triasdolomiten überleiten« (l. 16 p. 373). Bemerkt sei hier noch, daß am Nordsaum des Brixner Granits im Felderbachtal (Penser Tal) die Kalke von Tonschiefer mit Granaten begleitet sind. Diese Zone, welche seinerzeit vom Verfasser hauptsächlich im Hinblick auf den Granitkontakt begangen wurde, soll diesbezüglich revidiert werden.

III. Quarzite.

Quarzite haben in den letzten Jahren seit der Ausdehnung der Deckentheorie auf die Ostalpen vielfach, für unser Gebiet besonders durch Termier, die Bedeutung erhalten, welche einen Vergleich der da und dort von verschiedenen Beobachtern beschriebenen Vorkommen, eine Übersicht über deren Anordnung und die Betonung einiger neuer Beobachtungen im Hinblick auf die Deckenlehre wünschen läßt.

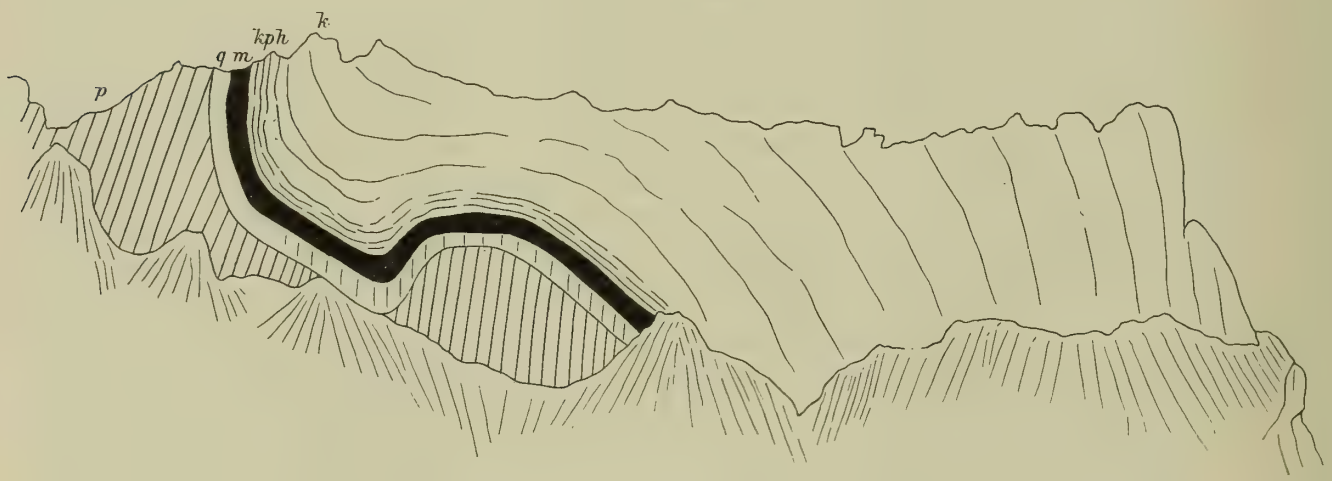
F. Becke hat 1897 (L. 3, p. 10) unter den »Kalken des Gerlos-Maierhofen-Tuxer Zuges als Basis eine wenig mächtige Lage von Quarzit, nach oben eisenhältigen Dolomit aufnehmend« angezeigt, Termier die Quarzite des Wolfendorns und der Kalkwand danebengestellt und in den ihm durch

[3] Sie wurde bis jetzt nie versucht und Rothpletz zieht im Querschnitt ihre Unausführbarkeit bezüglich der Grünschiefer ernstlich in Betracht.

Becke vermittelten Konglomeratschiefern des Pfitscherjochs ein weiteres stratigraphisches Äquivalent vermutet.

Fassen wir zunächst den Quarzit der Becke'schen Hochstegenzone etwa als »Hochstegen-Quarzit« ins Auge. Schon vom Nordgrat des Grünberges an läßt sich durch die nordwärts offenen Kare des Tuxer Kammes basaler Quarzit fast ohne Unterbrechung bis in das Krierkar bei Hintertux in wenig wechselnder Ausbildung und gewöhnlich geringer, etwa zwischen 10 und 20 *m* einschätzbarer, oft sehr anhaltender Mächtigkeit verfolgen. Dieser Basalquarzit liegt zwischen dem randlich serizitphyllitischen Tuxer Porphyrgneis, als einem Vertreter der Zentralgneise und der meist glimmerigen, bräunlichen, im Sinne früherer Arbeiten als kalkreicher Tonglimmerschiefer[1] oder Kalk des Kalkphyllits zu bezeichnenden Basis des Tuxer Marmors. Von dieser ist der Quarzit durch eine unten beschriebene besonders stark mylonitische Zone in der Regel getrennt, folgt aber in seiner Tektonik nicht dem Zentralgneis, sondern dem Hochstegenkalk, was längs der schon von Becke beachteten Diskordanzen zwischen Tuxer Marmor und Zentralgneis besonders im Bereiche von Lanersbach sichtbar wird.

Fig. 2.



Elskar.

p = Porphyrgneis.
kph = Glimmerkalk.
q = Quarzit.
m = Mylonit.
k = Tuxer Marmor.
Diskordanz zwischen *p* und *q*.

Als Basalquarzit findet man im Elskar (des Grünberges bei Maierhofen) etwas serizitischen weißen Quarzit bis Serizitquarzitschiefer zirka 10 *m* mächtig, ganz an die serizitreichen Quarziteinlagen erinnernd, welche man beim Aufstieg ins Elskar als Einlagen in Tuxer Wacken begegnete. Noch besser lassen sich derartige Wiederholungen am Nordgrat des Grünberges bemerken. Bald über der wie gewöhnlich ausgebildeten Zentralgneisgrenze wiederholt sich der Kalkphyllitmarmor mit dem Quarzit. Dann aber folgt Tonschiefer und dunkler graphitischer Quarzit manchmal zu einem manchen Tarntaler Quarzphylliten gleichen Typus mit dem Tonschiefer verschliffen. Dann erst folgt hier der typische Tuxer H_2S-Marmor mit Quarzspindeln. Noch vor dem tiefen Joch wiederholt sich Serizitquarzit und -schiefer in der Scharte selbst Serizitgneis mit den körneligen Lagen der Tuxer Grauwackengneise und solchen von Tonschiefer bis Quarzphyllit, ununterscheidbar von den eben angeführten.

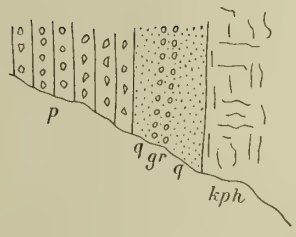
[1] Zum Beispiel der Teller'schen Karte des Blattes Sterzing.

Aus diesem Detailprofil ist namentlich die Wiederholung der Quarzite in Gesellschaft von Tonschiefer und Grauwacken-»Gneis« und das Auftreten der Graphitquarzite für spätere Vergleiche zu beachten.

Weiter westlich und wieder in der Zone des Basalquarzits finden wir diesen westlich von der Langen Wand schneeweiß und rötlich vollständig gleich den Quarziten, welche weit von der Hochstegenzone entfernt der Schmirner Obere Bach erschließt. An den Aufschlüssen der Langen Wand läßt sich noch am Basalquarzit selbst die Beobachtung machen, daß er in die rötlichen kalkhaltigen Quarzgrauwacken übergeht, welche bisher unerwähnterweise am Kleinen Kaserer ihre schönste Entwicklung erlangen und sich als untrennbar von den Tuxer Karbonwacken (F. E. Sueß) erweisen werden.

Tritt man etwa im Meridian von Lanersbach aus der Hochstegenzone und geht nach Norden vor, so trifft man in Gesellschaft der schon erwähnten Schiefer, Kalke und Dolomitbreccien der Tarntaler Gruppe eine besonders im Bereich der Schneetalalm außerordentlich mächtige, Gipfel (wie den Graukopf) aufbauende Entwicklung weißer bis hellgrauer, massig bankiger und serizitisch schiefriger Quarzite,

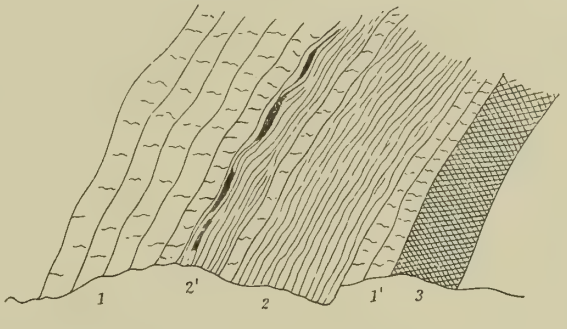
Fig. 3.



Kontakt mit Porphyrgneis *(p)* im Langewandkar.

q = Roter Quarzit.
gr = Grobklast. Psammit.
kph = Gelbl. Glimmerkalk des Kalkphyllits.

Fig. 4.



Ostwand der Dannelspitze.

1 Grauer und gelber Marmor.
2 Kalkglimmerschiefer bei 2' mit Quarzknauern.
3 Quarzitglimmerschiefer mit Flatschen von 1'.

welche ebenfalls neuerdings die Verbindung zwischen den Tarntaler Köpfen und dem Gschößwandprofil F. Becke's (Exkursionsführer p. 15) herstellen helfen, indem sie vollständig den »Serizitquarziten« und »Serizitalbitquarziten« entsprechen, welche im genannten Profil den »Triaskalk der Gschößwand« unterlagern. Nördlich von der Wangelspitze treffen wir diese Quarzite nicht nur selbst in gleicher Ausbildung wie in der Hochstegenzone, sondern, wie am Grünspitznordgrat, wechselnd mit schwarzem, glänzendem Tonschiefer, etwas weiter westlich am Graukopf als unmittelbare Nachbarn einer der mylonitischen Zone zwischen Basalquarzit und Kalkphyllitmarmor der Hochstegenzone ganz ähnlichen rauhwackig-mylonitischen Lage, über welcher der Kalkphyllit und Eisendolomit (siehe oben) folgt. Die Quarzite liegen am Graukopf zum Teil direkt und diskordant auf Quarzphyllit; den Charakter dieser Diskordanz, welche ich vorläufig mit der mancher Basalquarzite über dem Tuxer Porphyrgneis vergleiche, werden vielleicht Begehungen Schritt für Schritt bestimmen lassen, wobei freilich die Aussichten, einen eventuellen Sedimentärkontakt zwischen den gewaltigen Quarzitmassen und den technologisch so verschiedenen Phylliten nach Faltungsvorgängen noch feststellen zu können, sehr gering sind.

Bezüglich der von F. E. Sueß aus den Tarntaler Köpfen beschriebenen Quarzitschiefer, welche dieser Forscher dort in enger Verbindung mit den dyadischen Quarzserizitgrauwacken und Schiefern

stratigraphisch über denselben fand, ist außer eben diesen nahen Beziehungen zu Grauwacken, welche ganz an die Verhältnisse in der Hochstegenzone erinnern, hervorzuheben, daß sich die weißen Serizitquarzite zwischen liegender Tarntaler Breccie und hangendem Tarntaler Dolomit bei der Lizumeralm weder von den Quarziten des Graukopfs noch von manchen der Hochstegenzone unterscheiden lassen. Von detaillierteren Aufnahmen ist übrigens der Nachweis einer weiteren Verbreitung dieser Quarzite zu erwarten, als sie F. E. Sueß namentlich in dem von ihm nur kursorischeinbezogenen Lizumer Bereich zum Ausdruck bringt.

An der schwer deutbaren Linie längs welcher, ungefähr der Naviser Talsohle folgend, »Kalkphyllit« und »karbonischer Quarzphyllit« der F. E. Sueß'schen Karte aneinander geraten, drängen sowohl mehrfach erschlossene Serizitquarzite als Kalkphyllite weiter nach Norden als die Karte zeigt, namentlich treten Serizitquarzite noch im »Karbonquarzphyllit« auf. Diese Quarzite entsprechen den durch den Schmirner Oberen Bach erschlossenen, welche dort in den gewaltigen isoklinen Zerrflächen neben Tarntaler Dolomit und Rauhwacken mit dem ganzen Glanzschiefer- und Kalkphyllitkomplex die Tarntaler Hauptmasse des Dolomits nordwärts zu untertiefen beginnen, und durch ihre oft schneeweiße Farbe auffallen. Geht man von da wieder nach Süden, so kann man die weißen Quarzite, welche den Kalkzug Tuxerjoch—Rieperspitz—Wildlahnertal isoklin begleiten und die Kalkfalten der südlichen Schöberspitze umhüllen, nur neben die anderen stellen. Was nach und unter den Quarziten folgt, ist an der Schöberspitze Grauwackengneis. Die Begleitung des Quarzits südlich der Rieperspitze durch Tonschiefer erinnert an die oben beschriebenen Verhältnisse am Grünspitznordgrat, die begleitenden Grauwackengneise erinnern wegen ihrer ganz gleichartigen Ausbildung und der Übergänge zu einem auffälligen Amphibolittypus besonders im Wildlahnertal an die Verhältnisse in der Maulsertriaszone, welche wir nach durchgeführtem Vergleich ihrer Kalke mit den der Rieperspitze etc. neuerdings Ursache haben, von hier aus zu betrachten, diesmal mit Rücksicht auf das Liegende der Trias.

Weiße gebankte Quarzite ähnlich denen der Tuxer Alpen und Voralpen kann man hier wie dort in Begleitung ähnlicher Grauwackengneise und schwarzen, zum Teil graphitischen Tonschiefer im Liegenden der Maulser Trias, zum Beispiel des im »Antlitz der Erde« abgebildeten Dolomitkeils der Sailespitze im Seiterbergtal beobachten und über dem Triasvorkommen von Mauls folgt flachliegend im Gehänge orographisch rechts über der Schlucht »Himmelreich« Graphitquarzit in Begleitung von Glimmerschiefer mit Marmorlagen und auch hier stellen sich dann bald (graphitische) Grauwacken ein, die gewöhnlichen Nachbarn der subtriadischen Quarzite.

Am Brenner trifft man dichte weiße Quarzite, Quarzitschiefer und Serizitquarzitschiefer ineinander und in Grauwacken übergehend, sowohl über als unter dem symmetral eingeschalteten Kalk und Dolomit der Kalkwand in Gesellschaft schwarzer, glänzender Tonschiefer. Am Wolfendorn findet man neben ganz gleichen Kalken (siehe oben) und Quarziten gleiche dunkle Glanzschiefer wie an der Kalkwand. Solche sind es, die lokal (siehe oben) zu den bekannten Rhätizitschiefern des Wolfendorn werden, in welchen man nach ihrer Begleitung und ihrem Auftreten als Facies gewöhnlicher Glanzschiefer nur eine jener später zu erwähnenden Glanzschieferfacies sehen kann, deren Metamorphismus zu den schwierigsten Fragen des Gebietes gehört.

Unter den Rhätizitschiefern des Kars über Kematen gibt es quarzitische mit Graphitgehalt, welche mit der ganzen Wolfendornserie sich schalig über den Zentralgneisen gegen das Pfitscher Talgehänge hinunterkrümmen und gegen das Pfitscherjoch verlaufen. Hier sind namentlich im Graben, der gegen den Walchhof zieht die schwarzen Graphitquarzite bequem zugänglich. Vielleicht darf man in einem Muskowitquarzit bis Glimmerschiefer in entsprechender Lage am Pfitscherjoch noch einen wie die übrigen Typen der Greiner Scholle höher metamorphen Hochstegenquarzit sehen.

Unter dem äußeren H_2S-Marmor bei der Wienerhütte (am Hochfeiler) liegt schieferiger Serizitquarzit zwischen lokal mineralreichem und gneisigem Quarzphyllit. Der Quarzit ist aber auch hellgrau, gelblich, massig zu finden: nach Tracht und Lage ein »Hochstegenquarzit« und in Begleitung mineralreicher (besonders Granaten) kalkfreier schwarzer Tonschiefer, welche in ihrer Ausprägung vollständig

denen vom Hochsteller gleichstehen und gleich diesen, ihrer Fortsetzung in den nördlichen Seitenschluchten des Pfitschtales und den Rhätizitschiefern vom Wolfendorn nach Tracht und Lage metamorphe schwarze Glanzschiefer sind. Eine Lage von Quarzitschiefer ist dem (inneren) Marmor eingebettet wie am Wolfendorn. Man beobachtet auch noch grobkörnige Quarzite in Gesellschaft von dunklem Quarzphyllit$_1$, wie wir solchen im ganzen Gebiete oft als Begleiter der Kombination Quarzit, Glanzschiefer finden.

Südlich vom Hochfeiler lassen sich an der Dannelspitze zwischen den beiden Kalklamellen ganz dieselben quarzitischen Streifen wie im Gebiet der Wienerhütte feststellen.

An der Rensenzone wird gegenüber dem Steiglein zur Unterkircheralm (bei Pfunders) eine mächtige Quarzitlage sichtbar, nicht von den subtriadischen Quarziten der Schöberspitze und Tarntaler Kogel etc. zu unterscheiden. Dieser geschieferte Quarzit wird an der Furkel oft dem oben erwähnten Quarzphyllit$_1$ ähnlich, auch glimmerschieferartig wie am Hochfeiler. Mehrfach treten am Rensengneis gegen den nördlichen Kalkphyllit serizitquarzitische Facies auf. Wie das Profil Nr. 3 zeigt, treten Quarzitschiefer und Quarzitphyllit des Rensenprofils zweimal zwischen Kalkphyllit und Kalk auf und außerdem in der Hülle des Serpentins von der Sattelspitze, ebenfalls unweit von Kalken, wenn man die in den Serpentin einbezogenen (siehe oben) berücksichtigt. An der letztgenannten Lokalität treten Grauwackengneise neben dem hier freilich einem Quarzphyllit ähnlichen Quarzit auf.

Die Quarzitschiefer und Quarzite der Rensenzone machen Hammer's Feststellung (Laas, p. 499) gleicher Gesteine in den Laaserschichten nach den Gründen für die Gleichstellung der Kalke von da aus bemerkenswert. Auch die Quarzite helfen mit bei der Orientierung über das Schicksal des Greiner Zuges im Ridnauntal: durchsteigt man den Graben von der Talsohle nach Unter Telfes, so trifft man in ganz und gar gleicher Ausbildung den schwarzen Quarzit wie im Graben zum Walchhof (Pfitschtal) und begeht man weiter die Linie Stransesalm—Telfer Weißen, so tritt mit schwarzem Glanzschiefer, Quarzphyllit$_1$ und gelblichem Pfitscher Dolomit über all dem weißer, manchmal etwas serizitführender Quarzit auf. Daß in den Quarzphylliten südlich von Innsbruck auch Quarzite auftreten, unter welchen ich den Quarziten am Hochfeiler frappant ähnlichen fand, sei nur angemerkt.

Außer in den besprochenen Hauptverbreitungszonen bestätigt sich die von einer eventuellen höchst komplizierten Tektonik unabhängige Regel vom engen Anschluß der weißen Quarzite an triadische und »Kalkphyllit«-Kalke auch mitten im Pfunderer »Quarzphyllit«-(Frech-) Gebiet, wo am Dengelstein quarziger Kalkphyllitmarmor und weißer Quarzitschiefer wie am Hochfeiler und Wolfendorn geradezu mit Tuxer Marmor wechsellagernd auftritt. Als eine zweite Regelmäßigkeit wurden die nachbarlichen Beziehungen der Quarzite zu Grauwacken und Grauwackengneisen hervorgehoben, welche in der Tuxer Zone zu Übergängen werden.

F. Frech hat (L. 11, p. 16) die Quarzite der Tarntaler Köpfe und zwischen Sterzing und Gossensaß als Untertrias oder Dyas neben die Lantschfeldquarzite der östlichen Tauern gestellt. W. Hammer findet in der Sesvennagruppe (L. 16, p. 372) über augengneisartigem Verrucano und grünem Serizitverrucano weiße Sandsteine mit meist quarzitischem Habitus, welche mit dünnbankigen bis dünntafeligen lichtgrauen, hellgelb verwitternden, dolomitischen Kalken mit Glimmerbestreuung wechsellagern. Da Hammer sogar die Einstreuung der Dolomite in die Psammite erwähnt, muß man eine detaillierte Analogie zwischen Hochstegenquarzit aus der Tuxer Zone und Hammer's »Serizitquarzit« des Verrucano« (p. 373) anerkennen.

Königsberger sagt (L. 21, p. 882): Allen zentralschweizerischen Massiven gemeinsam sind die Dolomite beziehungsweise Rauhwacken, denen Sandsteine beziehungsweise Quarzite..... vorausgehen, und unter diesen eine schmale Schicht von Arkosen. Er stellt diesen Komplex zwischen Karbon und Lias mit großer Wahrscheinlichkeit zur Trias. »Die Ubiquität dieser Triasbildungen in den zentralschweizerischen Massiven läßt annehmen, daß damals überall seichter Meeresboden gewesen sein muß.«

Das sind die Verhältnisse in der Tuxer Zone sedimentär gedeutet und eine wichtigere Stütze dieser Deutung als petrographische Gründe, nämlich die »Ubiquität« dieser Gesteinsbildungen scheint sich damit auf die Ostalpen auszudehnen.

IV. Grauwacken (Grauwackengneise). Verrucano.[1]

Wir fanden schon in den Nordkaren des Grünberges bei Maierhofen Hochstegenquarzit, welcher mit detaillierter Wiederholung seiner Begleiter weiter nördlich im Profil in teilweiser Facies eines kalkhaltigen Serizitgrauwackengneises wieder auftrat und sehen weiter westlich, Lange Wand, den rötlichen basalen Hochstegenquarzit selbst in gleichfarbene grobkörnige Quarzgrauwacken übergehen, welche ihre unverkennbare Fortsetzung in den lithologisch und geologisch äquivalenten Psammit- bis Konglomeratgrauwacken der Südabstürze des Kleinen Kaserer finden. Man trifft in diesen guten Aufschlüssen einen sehr kompakten, äußerst fest gebundenen Psammitschiefer mit deutlichen Einschlüssen von klarem Quarz oder noch häufiger von gelblichem Quarzit. Krystalline Schiefer sind hier bis jetzt keine unter den Einschlüssen gefunden. Die Größe der Einschlüsse wechselt von Haselnußgröße bis gegen 10 *cm* Durchmesser, ihre Form ist gerundet und scharfeckig mit einspringenden Winkeln. Graphit findet sich in kleineren Schmitzen zerstreut, außerdem aber in Lagen sehr graphitreicher, schwarzer, geschieferter Quarzite, wie sie oben von vielen anderen Stellen als Nachbarn von Grauwackengneis und Quarziten angeführt wurden.

Häufig sind flache Linsen und Schmitzen von grauem Dolomit, welche eine Beziehung zum Liegenden und Hangenden herstellen, sich manchmal wieder zu anhaltenden Lagen aneinanderschließen und gleichsam nur einen markanten Zug in dem Bilde steigern, welches die mit den Grauwackengneisen, Serizitschiefern und Quarziten in allen Mächtigkeiten wechselnden, mehrfach auskeilenden Kalke der Hochstegenzone von der innigen Vermischung der beiden Schichtglieder entwerfen.

Wir betrachten nun die Bildungen, welche am Tuxer Joch, Schmittenberg und Höllenstein über den nordfallenden Hochstegenkalken liegen, im Streichen zusammenhängen und bei Hintertux von Frech (L. 11, p. 14) als Karbon erwähnt werden.

Wenn man von Hintertux gegen die Glimmerkalke und Dolomite des Schmittenberges direkt emporsteigt, trifft man vor und über den nordfallenden Kalken phyllitischen, Quarzlinschen, Silikat- und Kalkgerölle enthaltenden Kalkglimmerschiefer. Diese Facies des Tuxer »Karbons« ist besonders wichtig, weil sie unter den aus dem Krierkar als Liegendes der Kalke zu beschreibenden Bildungen wiederzufinden ist. Weiter unten gegen das Tal (am besten auf einem Steig von den Kalken des Höllenstein abwärts zur Krieralm und auf einem neuen Steig gerade ins Tal absteigend) gerät man in die verbreitetste Fazies des »Karbons«: helle, oft geradezu weiße, glimmerarme, nach Korngröße und Feldspatgehalt oft in dünnen Lagen wechselnde, manchmal zu Serizitschiefer geflaserte Arkosen.

Quarzknauerlagen und mit dunklem Glimmer etwas angereicherte kommen vor. Im ganzen eine grobpsammitische, feldspatreiche Fazies, deren Körner meist in unregelmäßig eckigen Umrissen gut erkennbar sind. Daß auch feinkörnige Lagen nicht selten sind, läßt sich am Weg von Hintertux auf das Tuxer Joch in schönen Aufschlüssen beobachten. Auch findet man dort zu Quarzit gebundene und serizitische Lagen. Beim Kaiserbrünnl im Talhintergrund von Hintertux ist die Tuxer Wacke als grüner porphyroider Serizitgneis entwickelt, mit Lagen, welche zentimetergroße gut ausgebildete Orthoklase und

---

[1] Es ergab sich Anlaß, diese Bezeichnungsweise nachträglich etwas zu verteidigen. Weshalb wird hier nicht eine Serie x von einer Serie y getrennt und petrographisch präzisiert, sondern von Grauwacken Verrucano und sogar von »Wackengneisen« gesprochen? Dies geschieht im Interesse der Fühlung mit der gleichzeitigen Literatur, zum Beispiel mit Hammer's und F. E. Sueß' Ergebnissen bezüglich des Verrucano oder einer Betonung neubewährter älterer geologischer Erkenntnisse F. B. Staches und Teller's, was die »Wackengneise« betrifft. Durch die Trennung von den typischen Zentralgneisen, die Diskussion dieser Trennbarkeit, die Anführung von Porphyroiden, Quarziten, Spatschiefern etc. geht hinlänglich hervor, daß man die Wacken»gneise« mit den Tauerngneisen nicht ohne weiteres identifizieren kann und man darf wohl die Frage, welche Spuren einer Metamorphose zu »echtem« Gneis diese Arkosen, Tuffe etc. zeigen, einer petrographischen Sonderbearbeitung vorbehalten. In der Bezeichnung »Grauwacken« sollte das durch eine 1910 unternommene Reise in die nordsteirische Grauwackenzone gesicherte Ergebnis, daß Typen dieser Zone in der Hülle der Tuxer Zillertaler und Maulser Gneise wiederkehren, seinen Ausdruck finden.

Quarz-»Dihexaeder« mit freiem Auge schon erkennen lassen. Von dort sind als Einschlüsse in der Grauwacke weißer, etwas kalkhaltiger Quarzit und glimmeriger, mittelkörniger, unabhängig von der Grauwacke ausgeschieferter Biotitgneis bemerkenswert, den man unter den Zentralgneisen wohl heute noch im gleichen Zustande zu suchen unternehmen dürfte. Weiche, stark graphitische Schiefer in der Tuxer Wacke derselben Lokalität bilden einen weiteren Grund das »Karbon« von Hintertux den Quarziten und Grauwacken der Hochstegenzone gleichzustellen, mit welchen es durch gemeinsame Facies und durch gleichartige Einschlüsse verbunden ist, ebenso wie die Grauwackenbildungen der Hochstegenzone durch direkten Übergang und durch vollständig gleichartige Einschlüsse [1] mit den unten zu besprechenden Geröllgneise untrennbar verknüpft sind. Letzteres ist besonders gut im Liegenden und im Hangenden des Hochstegenkalkes vom Schmittenberg zu beobachten, wo beiderseits zunächst sogleich stellenweise phyllitisierte, kalkarme, quarzphyllitähnliche Grauwacken auftreten. Außer dem schwarzen, weichen, abfärbenden Schiefer in der Tuxer Wacke beim Kaiserbrünnl tritt dort meist phyllitisierter brauner Sandstein und brauner Kalk in Flatschen auf, für welche zwei Gebilde sich bis jetzt nichts Vergleichbares fand. Auf dem Wege vom Talhintergrund, über die von Klammen durchhöhlten Kalke trifft man nach Wiederholung einiger, mit denen vom Kaiserbrünnl im Hangenden des Kalkes ganz gleichartiger Typen im gewöhnlichen Tuxer Wackengneis Zwischenlagen von Zentralporphyrgneis ohne intrusive Quergriffe. Dies führt über zu einer immer beträchtlicheren Beteiligung solcher Gneise am Horizont der Tuxer Wackengneise und denen folgen auch hier unter einer Lage von Kalkphyllitkalk die Geröllgneise mit ganz denselben Einschlüssen wie die Grauwackengneise.

A. Pichler bemerkt einen porphyr- und granitgneisartigen Gneiskeil des Tuxer Jochs, während F. Frech in Karte und Profilen seines Brennerwerkes die breite, zum Teil aus silikatischen Gesteinen bestehende Zone der hier beschriebenen Grauwacken übergeht. Dagegen hat schon Rothpletz im »Querschnitt« (p. 19) die Grauwacken auf dem Kamm zwischen Tux und Schmirn beachtet und als Mulden im Brennerschiefer gedeutet. Die petrographische Ähnlichkeit (lettige Lagen) mit dem Steinacher Karbon hat Rothpletz beobachtet und die Grauwacken demnach für Oberkarbon gehalten. In der Tat begegnet man beim Weg von Steinach auf das Steinacher Joch in der Nähe des Bauern Steidl fast söligen Serizitquarzschiefer, in deren Begleitung Grauwackengneis und in oder über demselben schwärzlichen Tonschiefer und es kann an der Gleichheit dieser Serie, Glied für Glied und im Verband mit den eben beschriebenen Tuxer Grauwacken kaum gezweifelt werden. Doch ist das Alter dieser Serie auch hier nicht bestimmbar. Da jedoch unter den konglomeratischen und grauwackigen unmittelbaren Nachbarn der führenden Letten und Eisendolomite des Gipfels den Schichten des Kleinen Kasererspitz äußerst ähnliche anstehen, ist die Deutung als Oberkarbon für die Tuxer Grauwacken und ihre noch anzuführenden Äquivalente nahegerückt.

Gewisse, feinst verteilte schwärzliche Schmitzen im »Gneis« vom Tuxer Joch machen ihn südlich folgenden Grauwackengneisen auffällig ähnlich. Der »Gneis« gleich nördlich von der Frauenwand enthält kleine dunkle Dolomitkörner. Genau denselben Gesteinstypus entführen die Schluchten des Schmirner Oberen Baches aus dem Liegenden der Tarntaler Schichtgruppe, nach langer Unterbrechung im Profil. Der kalkfreie, grobkörnige, graue Wackengneis vom Südgrat der Frauenwand führt schwärzliche phylitische Lagen, wie seinesgleichen oft, wird kalkhaltig und phyllitisch und enthält, auch schon wo er ganz kalkfrei ist, die verquarzte Tarntaler Dolomitbreccie ganz wie die Tarntaler Wacken.

Alles dies und auch die dann südlich folgenden, schon erwähnten Kalkgerölle im Kalkphyllitkalk sind als Analoga zwischen dem Tuxer und Tarntaler Grauwackenhorizont zu beachten.

Den Kalken im Kerne der Schöberspitzsynklinale zunächst stehen also weiße, geschieferte oder plattige Quarzite, dann folgen in der Hülle phyllitische, etwas kalkhaltige Grauwacken, dann die Grauwacken gewöhnlichen Typs mit Kalk und Dolomit der Hochstegenzone.

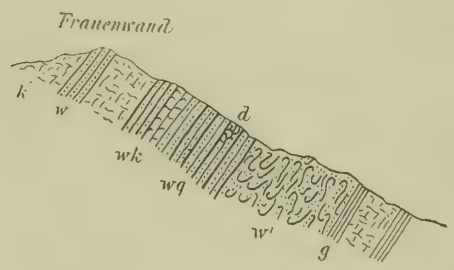
---

[1] Am Ostgipfel der Realspitze kann man ganz dieselben Einschlüsse dem »Zentralgneis« entnehmen wie am Kaiserbrünnl dem Tuxer »Karbon«.

Vor einer weiteren Verfolgung der Grauwacken im Streichen sollen nun die Gründe übersichtlich gemacht werden, welche zu Gleichstellung der Tuxer und der Tarntaler Grauwacken zwingen.

Tarntaler Grauwacken zeigen in der Nähe der Tarntaler Breccie einen Übergang zu derselben in dem sie hellstaubig verwitternden grauen Dolomit und ebensolchen ockerig anwitternden führen. Das sind genau dieselben Grauwacken, welche in der Hochstegenzone (Kaserer, Frauenwand) grauen Dolomit führen und am letztgenannten Ort Tarntaler Breccie. Vollständig den Grauwacken des Kasererspitzes in der Hochstegenzone gleichende kalkhaltige kann man noch unter der Stipler Alm zwischen Navis und

Fig. 5.



Frauenwand.

K = Kalk.
W = Grauer Grauwackengneis.
WK = Kalkhaltiger phyllitischer Grauwackengneis.
Wq = Grauwackengneis bis weißer Quarzitschiefer.
W' = grobkörniger, vollständig kalkfreier, stark gefältelter Grauwackengneis.
g = Grünschiefer (gneisig).
d = Tarntaler Dolomitbreccie.

Naviser Joch begegnen. Im Bereich der Lizumer Alm finden sich unter der Tarntaler Trias die weißen Quarzitschiefer und Serizitpsammite wie im Krierkar, die »Kalkphyllite« mit rundlichen Kalkeinschlüssen wie am Schmittenberg, die Breccienkonglomeratquarzite und die arkotischen Grauwacken mit Kalk wie am Kleinen Kaserer, also fast sämtliche Fazies der Hochstegengrauwackenzone vertreten.

Mit den übrigen Tarntaler Gesteinen ziehen die Grauwacken über die Wangelspitze gegen Osten und noch von den Grauwacken und Quarziten der Gerloswand bei Zell wäre kaum zu sagen ob sie »Tarntaler«- oder »Hochstegen-«Grauwacken seien.

F. E. Sueß und F. Frech stimmen in der Deutung der Quarzserizitgrauwacken der Tarntaler Berge als Perm (Sueß, L. 33, p. 643) oder Untertrias (Frech, L. 11, p. 17) überein, während aber F. E. Sueß (l. c. p. 644) »in der Nähe von Hintertux« die Tarntaler dyadischen Grauwacken wieder findet, bemerkt F. Frech (l. c. p. 14): Die Quarzserizitbreccie bildet bei Nößlach und im Naviser Tal einen Teil des Karbon; und findet ferner karbonisches umgewandeltes Quarzkonglomerat »bei Hintertux«.

Obwohl die Karte Frech's, beziehungsweise Sueß' das fragliche Vorkommen von Hintertux nicht zeigt, kann man wohl annehmen, daß beide Forscher bei Hintertux dasselbe, nämlich einen Grauwackenaufschluß, verschieden gedeutet haben. Der Verfasser konnte vorläufig eine Trennung der Grauwacken in permische, beziehungsweise untertriadische und karbonische nicht durchführen. Jedenfalls geben aber Rothpletz', F. E. Sueß' und Frech's sich durchkreuzende Deutungen nebeneinandergehalten einen gewissen Beleg für die Gleichartigkeit der Hochstegengrauwacken und der Tarntaler Grauwacken. Rothpletz hat (l. c. 26, p. 145) Liegendgebilde unter dem in seinem Sinne permischen Schwazer Dolomit neben den Tarntaler »Verrucano« gestellt; Beziehungen zwischen manchen an den Schwazer Dolomit erinnernden »Eisendolomiten« und Schwazer Dolomit könnten von da aus ins Auge gefaßt werden.

Frech hat (l. c. p. 17) die Tarntaler Quarzitschiefer mit den flasrigen Serizitquarziten mit Gips im Val Zebru verglichen, Hammer (L. 14, p. 94) auf Grund petrographisch gleicher Ohnesorge'scher Handstücke mit Ortlerverrucano.

Der Frage, ob sich auch die Grauwacken um das Tauernwestende schlingen, schicke ich voraus, daß schon Diener (L. 10) Grauwackengneise der Flatschspitze am Brenner erwähnt (p. 168) und sogar mit Schiefern des Greiner Zuges vergleicht, mit mehr Recht als ihm die spätere Übergehung dieser Beobachtung zu geben schien.

Geht man vom Wolfendorn gegen Süden, so wiederholen sich wie die Kalke so auch die psammitischen Bildungen, indem an der Flatschspitze unter den Kalken der Kalkwand kalkfreie, grobkörnige Psammitschiefer auftreten. Derartige erbsengroße und größere Quarzkörner führende Quarzwacken wechselnd mit Kalkphyllit und Serizitquarzit und feinkörnigen Quarzit bis Arkoseschiefern mit wechselndem Kalkgehalt, lassen keinen Zweifel daran, daß wir hier, wie zu erwarten, die Tuxer Grauwackenzone wiederfinden. Typische Grauwacken aus Serizitquarzit hervorgehend und mit solchen wechselnd, lokal mit groben schon geröllartigen Körnern treten sowohl im Liegenden als im Hangenden der symmetral eingeschalteten Kalkwandkalke auf, hier wie in der Hochstegenzone in Gesellschaft schwärzlicher Tonschiefer.

Ebenso steht fest, daß unverkennbar dieselben quarzitischen Grauwackengneise wie an der Flatschspitze an der Griesscharte im Greiner Zuge wieder festzustellen sind, hier wie sonst als Nachbarn äquivalenter Kalke.

Zwischen den beiden Marmorhüllen des Hochfeiler finden wir noch wohlerkennbare, typische, etwas kalkhaltige Grauwackengneise mit ihrem gewöhnlichen Gefolge wieder (Bereich der Wiener Hütte, Gliederschartel) und können in den Ostwänden der Dunnelspitze über dem Kalkmantel des Hochfeiler gewissen Glimmerschiefern und Tuxer Wackengneisen der Hochstegenzone am Riffler noch vollständig gleichende, mit höherer krystalliner Ausbildung (Granaten, Hornblende) beobachten. Wenn aber einerseits angenommen wird, daß die Grauwacken, verschieden metamorph, sowohl den nördlichen wie den südlichen Tauernzweig umschlingen und die Parallele zwischen der Bedeckung der beiden Gneiszweige vervollständigen, so ist dem gleich beizufügen, daß die Entwicklung der Grauwackenserie im Süden eine im Vergleich mit den Tuxer Wacken sehr zurücktretende ist und dem Verfasser Entfaltungen wie am Kleinen Kaserer im Süden bis jetzt unbekannt blieben. Man trifft an Stelle nach der Analogie anderer Glieder erwarteter Grauwacken allgemein höher krystalline quarzphyllitische bis Glimmerschiefertypen, mit deren Auffassung als metamorpher Äquivalente der Tuxer Grauwacken bei manchen dahin weisenden Anzeichen noch zurückgehalten wird.

Es wurde schon berührt, daß in der Rensenzone die Gneise gegen den Kalkphyllit grauwackenähnlich und serizit-quarzitisch werden und es bleibt nun auch diesbezüglich noch die Hülle der Maulser Trias in Betracht zu ziehen. Es wurden schon weiße Quarzite, Graphitquarzite, Graphitwacken daraus erwähnt, die »Wackengneise« mit Tonschiefern hat F. Teller kartiert, es bleibt dem allen auf Grund der zahlreichen, über ein ziemlich weites Gebiet gezogenen Vergleiche des Verfassers hinzuzufügen, daß sich in der Hülle der Maulser Trias kalkhaltige Serizitquarzite und »Wackengneise« bis zu den wackigen Kalkphylliten, welche in der Tuxer Zone die Kartierung der Grauwacken als Kalkphyllit vielleicht erklären, ferner die uns schon bekannten massigen porphyroiden Wackengneise, kurz die als Tuxer Grauwacken beschriebenen Glieder in unverkennbar gleicher Vergesellschaftung wiederzufinden sind.

Es kann beim Studium der Hammer'schen Arbeiten in Südwesttirol nicht zweifelhaft bleiben, daß die hier an dem Tuxer Wackenhorizont beschriebenen und zusammengestellten Bildungen sich im Verrucano Hammer's wiederfinden. Die Serizitphyllite mit Übergängen zu quarzphyllitischen Typen, die grünen Arkosen mit Quarzgeröllen (l. c. 14 p. 88 ff.) stellt Hammer mit Gümbel, Theobald, Stache und Frech zum Verrucano, Dyas oder Trias Frech's. Wir finden das Alles in der Hochstegen-, Rensen- und Maulser Zone etc. wieder. Im Verrucano der Sesvenna findet Hammer serizitische Sandsteine und infolge großer Feldspate augengneisähnliche Arkosen, welche an die porphyroiden Lagen der Tuxer Wacken erinnern. Eine weitere Analogie zu den beschriebenen Verhältnissen der Tuxer Zone bildet die von Hammer erwähnte Einschaltung von Lagern und kleineren Partien von Dolomit in den Verrucano. Bekanntlich hat sich die Schwierigkeit, mehrfach Unmöglichkeit, den Verrucano von der Kalktrias zu trennen, in den Namen Permotrias gekleidet. Im hier besprochenen Gebiete fanden sich von den Basalquarziten anerkannter Trias ganz ununterscheidbare in den Tuxer Wacken der Hochstegenzone etc. Andererseits aber wurde die Verbreitung von Graphitquarziten, -schiefern und -wacken in der Grauwackenserie verfolgt und weist vorläufig auch der Vergleich mit dem Steinacher Karbon dahin, daß

oberes Karbon an der Grauwackenetage beteiligt sei. Während noch Hammer den Verrucano in der Sesvenna (p. 370) über die Phyllitgneise und Augengneise des Münstertals transgrediert, für deren Gleichstellung mit den »alten Gneisen« der Maulser Zone später die Gründe gegeben werden, besitzt das Tauernwestende etwas diesem Verhältnis zwischen Verrucano und Gneisen derzeit noch Vergleichbares, nur wenn man sich entschließt, die Diskordanz zwischen Pophyrgneis und Grauwacken des Tuxer Astes in diesem Sinne zu deuten. Außer aus dem Verrucano hat Hammer aus der Gneisformation (L. 18, p. 2 ff.) der Tonalegruppe mächtige Serien quarzitischer Gesteine beschrieben, welche hier in Betracht zu ziehen sind. Denn Hammer beschreibt als untrennbar von den Phyllitgneisen graue, dickbankige Quarzite, dünnschieferige Muskowitquarzite, graphitische schwarze Schiefer und Grauwacken, schwarze dichte Quarzite. Erinnert schon die Kombination dieser Typen an die graphitischen Wackentypen des Tauernwestendes, so läßt sich noch außerdem die Ähnlichkeit der Maulser—Penser Gneiszone mit der Tonalezone in Bezug auf mehrere andere Glieder für einen Vergleich anführen, welcher von den graphitischen Tonalegliedern zunächst auf die graphitischen Glieder der wackigen Hülle der Maulser Trias und weiter auf die Analoga der Hochstegenzone übergehen darf.

Die Revision der Grauwacken kann nicht abgeschlossen werden ohne Hinweis darauf, daß sich seit den Arbeiten Hammer's, G. Stache's Ergebnisse im einzelnen zu bestätigen beginnen, welcher 1873 (l. c. 31, p. 222) die Überzeugung gewann, daß sich E. Sueß' Karbon und Verrucano im Ortler mit »den Zillerthaler Schichten« werde parallelisieren lassen.

Endlich sei auf eine weitere Aufgabe wenigstens hingewiesen, welche durch die mehrfachen Vorkommen quarzphyllitischer »ostalpiner« Facies in der Schieferhülle besonders angeregt wird: Die Aufgabe, die Phyllite, Quarzite, Magnesite, Konglomerate, Sandsteine, pflanzenführenden Schiefer, Graphitlagen und Porphyroide der tieferen Partien der Grauwackenzone (vergl. Uhlig, L. 43,) mit den Gliedern der Schieferhülle zu vergleichen.[1]

V. Knollengneise.

Im engsten Anschlusse an die Grauwacken ist eine, wie hier ausgeführt wird, weder von diesen noch von Augen- und Porphyrgneisen der Zentralgneise trennbare Facies der letzteren zu verfolgen, eine Gruppe durch genaue Wiederholung der kleinsten Details ihrer charakteristischen Tracht schon im Felde nach einiger Zeit leicht erkennbarer Gesteine. Von Fritz Becke wurden sie im Greinerzug am Pfitscher Joch entdeckt und als Konglomeratgneis angesprochen, oben wurde wegen gewisser Umstände der zurückhaltendere Name Knollengneis gewählt und es soll vorderhand die Bezeichnung der Einschlüsse als Knollen der Debatte Raum lassen, wie weit es sich dabei um sedimentäre oder tektonische Gerölle oder um chemisch-mechanisch abgeänderte Äquivalente von »Gneisaugen« handelt. Übrigens sagt Becke, als er (l. c. 3, p. 40) diesen Bildungen die erste Beachtung schenkt: Bemerkenswert sind namentlich auffallende Konglomeratstrukturen in einzelnen gneisähnlichen Lagen.

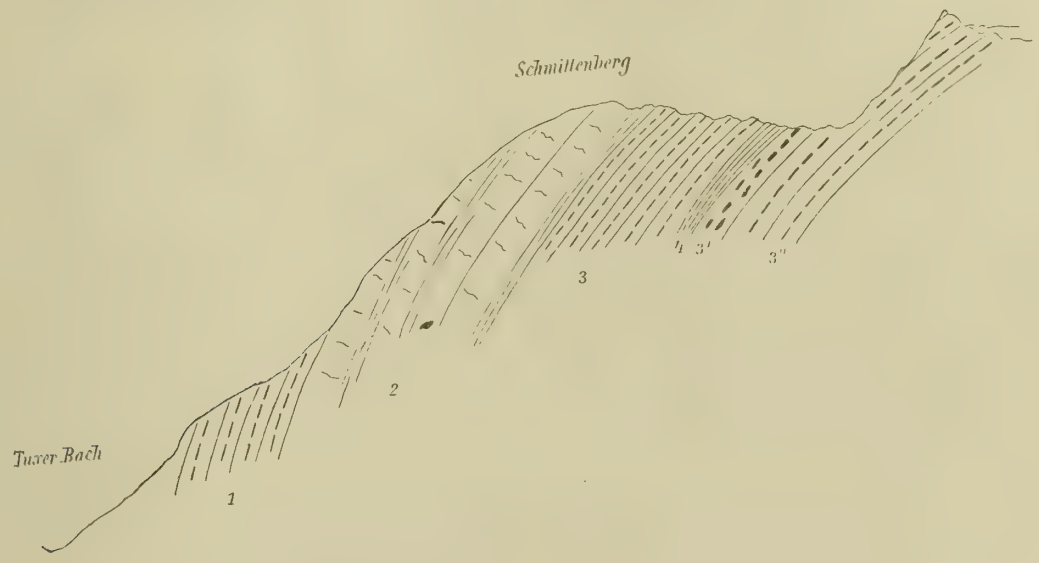
Geht man wieder zunächst von Maierhofen der Tuxer Zone entlang, so werden zuerst im Serizitschieferrand des Tuxer Porphyrgneises ovaloide bis linsige Quarzfragmente auffällig, welche ich nach den vollständig gleichartigen, gut studierbaren Aufschlüssen der Dannelscharte (südwestlich vom Hochfeiler) nur als tektonisch gerollte Reste größerer Knauern betrachten kann. Steigt man aus dem Krierkar gegen den Ostgipfel der Realspitze, so trifft man unter den Kalken und Quarziten des Höllner auftauchend und bald nördlich, bald südlich aus der Saigerstellung schwankend, kalkfreien Granitglimmerschiefer mit kleinen Quarzkörnern und das gegen West auskeilende Ende des Tuxer Porphyrgneises. Auf dem Ostgipfel der Realspitze lassen sich die Geröll-, beziehungsweise Knollengneise noch finden, gegen Osten weiter im Streichen wurden sie bis jetzt nicht verfolgt.

---

[1] Diese Aufgabe wurde durch eine kurze Bereisung der Grauwackenzone des Paltenthales im Spätherbst 1910 durch den Verfasser in Angriff genommen, worüber mittlerweile in den Verhandlungen der geol. Reichsanst., Wien 1910, Nr. 16 berichtet wurde.

Im Krierkar lassen sich unter den Kalken des Schmittenberges alle Übergangstypen zwischen Kalkphyllit und Arkosegneis mit geflaserten Geröllchen verschiedener Größe finden. Man hat »Geröllgneise« mit reichlichem Kalkgehalt und Kalkphyllite mit Silikatgeröllen. Typischer Konglomeratgneis vom Pfitscher Joch aus der unmittelbaren Nähe der Zentralgneise mit den blaugrünen Glimmerschmitzen ist vertreten und hier wie dort treten auch Hornblendegarben im Geröllgneis auf. Es liegen hier unzweifelhaft die im Greinerzuge als Konglomeratgneis bezeichneten Gebilde ganz untrennbar von den Tuxer Grauwacken vor.

Fig. 6.



1 = Tuxer Grauwackengneis.
2 = Hochstegenkalk.
3 = Gerölleführende Grauwackengneise.
3' = »Geröllgneis« vom Typus dessen am Pfitscher Joch.
3'' = Knollenführende Gneise.
4 = Ankeritphyllit (Typus der Greinerschiefer).

Fast noch schöner zeigt dies die Route Hintertux—Riffeljoch, welche schon für die vollständige Gleichartigkeit der geröllführenden Wacken über und unter dem Hochstegenkalk des Schmittenberges angeführt wurde. Die Untrennbarkeit der Liegendgrauwacken vom typischen Pfitscher Konglomeratgneis zeigt am schönsten die Linie: Schmittenberg—Riffeljoch. Das lokal quarzphyllitische Liegende des Schmittenberges enthält ausgesprochene grobkörnige Grauwackengneise mit ganz denselben Geröllen wie die Geröllgneise vom Pfitscher Typus, in welche die ersteren hier übergehen. In der letzten Scharte vor Punkt 2934 kann man den bis in jedes Detail (bräunliche und bläuliche Schmitzen) den Becke'schen Konglomeratgneis vom Pfitscher Joch gleichenden Knollengneis sehen. Hier sind die Konglomeratgneise eine Facies der Grauwackengneise, in welchen wir das »Karbon« von Hintertux bereits wiedererkannten.

Im Streichen nach Westen finden wir die kalkfreien wackigen Zentralgneise des Rauhenegg, welche zentrifugal (vom Gneis) Gerölle zu führen beginnen. Nirgends mehr liegt in der Tuxer Zone zwischen Knollengneis und Orthozentralgneisen eine Kalklage und es wird hier auch unmöglich bleiben, zwischen den beiden Gneisen eine sichere Grenze zu ziehen. Etwas rechts unter der Zunge des kleinen Schwarzbrunner Keeses steht Gneis an mit zahlreichen, gerundeten und eckigen Knollen von Haselnuß- bis Kopfgröße. Dieser Geröllgneis fällt noch mit den Wacken vom unteren Weg bis zum Spannagelhaus südlich und bildet die streichende Fortsetzung der Geröllgneise vom Rifflerjoch. Stellenweise wird seine Ähnlichkeit mit den Tuxer Wacken vom Kleinen Kaserer überzeugend, welch letzterer noch Dolomit unter sich liegen hat.

Es ist Serizitgrauwackengneis mit nach Glimmergehalt und Korngröße wechselnden Lagen. Von eckigen Geröllen führen Übergänge zu flach linsenförmig ausgeschweiften; manchmal treten einspringende

Winkel auf. Manchmal (besonders am Grat zwischen Riffelscharte und Realspitze zu beobachten) sind oft sehr ausdauernde poröse, löcherige, mürbe Zwischenlagen von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern Mächtigkeit zu bemerken. Ferner schnell auskeilende, meist einige Dezimeter mächtige Lagen mit vorherrschendem Quarz, großblättrigen Muskowit-Biotitaggregaten, Erz, Calcit und Rutil. Am Weg zum

Fig. 7.

Schnitt durch das Rauhenegg (schief zum Streichen.)

1 = Kalk. 2'' = Kalkfreie Grenzgneise.
2 = Grauwacken. 3 = Muskowitphyllit mit Calcit-Rutil-Quarzknauern.
2' = Geröllgneis.

Spannagelhaus folgt auf die mit immer zahlreicheren Porphyrgneisen wechselnden Tuxer Wacken unter einer Lage von Kalkphyllitkalk »Geröllgneis« mit unzweifelhaft denselben Einschlüssen wie die typischen »Karbonwacken«.

Die Aufschlüsse der Südosthänge im Verbindungsgrat zwischen Kleinem Kaserer und Olperer sind zum Teil unzugänglich. Aus Moränenblöcken jedoch, welche in eindeutiger Weise diesem Gehänge entstammen, läßt sich ersehen, daß auch an dieser Zentralgneiskuppel die Knollengneise beteiligt sind.

Die Aktinolithschiefer, welche im Graben nördlich von Stein im Pfitschtal zwischen Kalk und Zentralgneis folgen, zeigen Spuren von Geröllen und können dem Geröllschiefer vom westlichen Jochsee der Lage nach entsprechen. Weiter westlich, wo das Wolfendornprofil die Verbindung zwischen dem Greiner Zug und der nördlichen Umrandung der Zentralgneise schneidet, trifft man unter den letzteren ebenfalls wieder Knollengneis. Unter der Serie vom Wolfendom (Kalk, Glimmerschiefer mit Quarzlagen, gelber Kalkquarzitschiefer, brauner Marmor, Glimmerschiefer mit Quarzlagen) folgt der eckige gerölleführende Knollengneis, ganz wie man ihn in der Tuxer Zone findet, in Gesellschaft von Augengneis mit biotitreicheren Lagen, erzführenden Lagen von Muskowitquarzit, manchmal granatführend und mit Quarzknauern.

Die Knollengneise und -glimmerschiefer des Greiner Zuges sind saigergestellt und quer angeschnitten für eingehenderes Studium sehr gut erschlossen, am bequemsten zugänglich längs des neuen Weges von Stein auf das Pfitscher Joch.

Die Farbe des Gesteins ist an größeren frischen Bruchflächen, namentlich auf nassen, eine ziemlich bunte. Die Einschlüsse zeigen manchmal (besonders am westlichsten Pfitscher Jochsee) noch eine priore ovaloide Form, in den meisten Lagen aber ist diese einer gradweise verschieden starken Flaserung des

Gesteins mehr oder weniger unterlegen. Diese kann sich bis zur Ausbildung eines Flasergneises steigern, welcher manchen Orthozentralgneisen zum Verwechseln gleicht, und dessen Herkunft aus »Geröllgneis« nur im Felde, dort aber oft an einem einzigen Block ersichtlich zu machen ist. Die Größe der Einschlüsse wechselt von Hanfkorn- bis Kopfgröße. Die meisten gleichen Apliten oder Quarziten von meist weißlicher, öfters auch rötlicher, grünlicher und bräunlicher Farbe, viel seltener sind braune und graublaue. Die Herkunft zahlreicher bläulicher Schmitzen aus Geröllen blieb mir unsicher. Das Gestein enthält keinen Kalk. Eine psammitische Facies findet sich zweimal eingeschaltet, einmal in raschem, oft nur wenige Zentimeter betragendem Wechsel mit dunklen, tonigen Lagen. Gegen Süden bilden das Nächstfolgende Serizitschiefer, welche eine Lage grauer und gelber glimmeriger Kalkphyllitkalke umhüllen und schwarze Tonglimmerschiefer.

Auch für die Beziehungen der Geröllgneise zu den peripheren Zentralgneisen läßt sich am Pfitscher Joch etwas gewinnen. Im Profil vom westlichsten Jochsee nordwestlich gegen die Growand folgt auf den erwähnten Geröllgneis feiner Muskowitgneis mit Amphibolit, Quarzit, Augengneis und wieder Gneis mit »Geröllen« ohne Spuren von Intrusion. Auf hellen kompakten Flasergneis unsicherer Genesis folgt wieder eine feinkörnige, oft sehr quarzreiche Facies. Hier haben wir also Geröllschiefer als sehr wahrscheinliche Para-»Zentralgneise« ohne Zeichen von Intrusion den peripheren Zentralgneisen eingeschaltet.

Wenn man vom Landshuter Weg (Pfitscher Joch-Landshuterhütte) gegen die »Kluppe« nördlich aufsteigt, findet man nach feinkörnige Biotitschiefer und aplitische Lagen führenden Zentralgneisen einen Flasergneis, dessen angewitterte Flächen Knollen hervortreten lassen, dann wieder ohne Spur eines Intrusivkontaktes etwas porphyrischen Orthoflasergneis mit zahlreichen basischen Konkretionen im Gegensatz zum »Geröll«flasergneis.

Im Streichen ONO vom Pfitscher Joch findet man am Eingang in das Haupental die den Zentralgneisen benachbarten Geröllgneise, der Kürze halber weiter unten »innere« genannt, wie am Joch als Flasergneise mit manchmal granitischen oder selbst Augengneis ähnlichem Habitus, aber mit bis faustgroßen Geröllen. Nach Süden ist sehr gut erschlossen der Übergang in feinkörnigen Gneis durch ganz allmähliches Feinerwerden der Gerölle. Es folgen weiche sehr feinkörnige und muskowitreiche feinblättrige Schiefer in schichtweise vermittelter Entwicklung aus den grobkörnigen.

Während die Geröllschieffer kalkfrei sind, trifft man in den feinen, seidenglänzenden Glimmergneisen neben größeren Knauern mit Rutil und Calcit[1] hanfkorngroße Aggregate eines rötlichen ankeritischen Karbonats gleichmäßig dicht durch das Gestein verteilt. Weiter im Süden treten die groben Geröllgneise noch einmal auf, ohne daß man direkte Beweise für die wahrscheinliche tektonische Erklärung dieser Rückschwankung beibringen kann.

Noch weiter im Osten wurden die »inneren« Geröllgneise im Streichen an den Gehängen des Schlegeisgrundes wieder aufgefunden. Am Eingange in den Grund beginnen bald hellere feinkörnige Typen über den Flasergneis vorzuwalten, dann folgt untergeordnet Garbenschiefer und hierauf deutlicher Geröll bis Flasergneis, welcher alsbald prächtige Hornblendegarben zu führen beginnt, von denen die Gerölle selbst vollständig frei bleiben.

In der Hülle der Zentralgneise des Hochfeiler fehlt es nicht an Gliedern, welche sich den Tuxer Geröllgneisen gleichstellen lassen. Im Gebiet der Wienerhütte und am Gliederschartl kommen derartige stark geflaserte, gewissen Ausbildungen des Pfitscher Konglomeratgneises vollständig gleiche Gneise zwischen den beiden Kalklagen in Gesellschaft von Quarzitschiefer und Augengneis vor. Man kann hier bereits die Beobachtung machen, daß in manchen Fällen die Knollen der Geröllgneise von Augen-Feldspaten nicht mehr leicht zu unterscheiden sind und kann neben den typischen Geröllknollen der Geröllgneise in anderen Knollen einheitliche verzwilligte Feldspatkrystalle noch erkennen.

Die quarzphyllitischen Schiefer der Dannelscharte führen außer den typischen Geröllen der Knollengneise runde, meist flache Quarzgerölle und die für typischen Knollengneis vom Riffler und Pfitscher Joch

[1] Diese Knauern bilden einen petrographischen Vergleichspunkt mit den inneren Geröllgneisen vom Riffeljoch.

bezeichnenden Erzschmitzen. Neben den Quarzgeröllen finden sich größere Knauern identischen Materials, aus welchen mir die Gerölle als mechanische Derivate abzuleiten scheinen.

Eine feine Riefung und Ritzung der Oberfläche erinnert an ähnliche und neuerdings ähnlich aufgefaßte geritzte Geschiebe im südaustralischen Kambrium (vgl. Basedow, Über den tektonischen Ursprung der sogenannten kambrischen Eiszeit Südaustraliens, Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges., 1909, 61. Bd., III. Heft,p. 354).

Zwischen den beiden Kalklagen der Dannelspitze wird der Serizitquarzit bis Glimmerschiefer geröllgneisartig, enthält aber Flatschen und stellt sicher eine Bewegungszone zwischen Kalk und Quarzitglimmerschiefer dar.

Über der äußeren Kalklage folgen zuerst die Glimmerschiefer und Geröllgneise à la Riffeljoch nicht aelten mit Kalkgehalt und namentlich durchzogen von rötlichen, kalkreichen Bändern, darüber erst folgen die Granatentonschiefer und weiter die Knollengneise zwischen Dannelscharte und Weißwand, so daß schon hier zwei Knollengneishorizonte zu beachten sind.

Ehe man im Profil Weißzint-Eisbruckspitze letztere erreicht, kommt es zweimal zur Ausbildung von Lagen, welche deutliche »Gerölle« führen. Dies erfolgt in einem Horizont heller Granatglimmerschiefer (im Liegenden feinkörniger Gneis) von genau derselben unter den Schiefern des Gebietes auffallenden Ausbildung, welche an der Weißenbergscharte (nördlich gegenüber dem Hochfeiler) gewisse Granatglimmerschiefer der Greinerscholle zeigen. Die Eisbruckspitze selbst wird vor den unmittelbar folgenden, fast weißen, äußerlich an Arkosen erinnernden Gneisen gebildet, welche aber die für gewisse Zentralgneise bezeichnenden Biotitschieferlagen führen, an deren einer im nächsten westlichen Parallelkamm (Tschirn) unzweifelhafte Intrusion festzustellen war. Südlich weiter gegen die Scharte folgen wieder Geröllgneis, helle feinkörnige Gneise, Tonglimmerschiefer mit Quarzit und der Kalkphyllitkalk ganz wie gegen Norden.

Weiter im Süden wurde typischer Knollengneis mit den gewohnten Einschlüssen südlich vom Seefelder Spitz gefunden. Der Quarzitschiefer der Scharte wird lokal durch charakteristische Schmitzen Knollengneis ähnlich und beginnt bald die »Gerölle« zu führen. Es folgt gegen Süden eine bunte Serie Kalkphyllit, Gneis, Quarzit, Grünschiefer und Tonschiefer. Ferner ist im Sengestal südlich von der Dreiherrenspitze Knollengneis in Gesellschaft von Augengneis anzuführen, und endlich sind über der Ridnauner Kalklage über Stranses unter den Greiner Schiefern des Hochparigg Typen zu finden, welche sich wie alle anderen angeführten dem »Konglomeratgneis« Becke's vom Pfitschjoch mit Sicherheit gleichsetzen lassen.

Hammer findet in den Verrucanoarkosen der Sesvenna oft noch die Feldspate der Augengneise ganz erhalten und daher schwer definierbare und von Augengneisen schwer scheidbare Typen, wie sie hier am Tauernwestende als Begleiter der Knollengneise mehrfach zu treffen sind.

Die Nachbarschaft der Knollengneise und quarzphyllitischen Typen läßt vielleicht gewisse Gesteine aus dem Quarzphyllit der Pederspitze in Vergleich ziehen, welche nach Hammer's Beschreibung (L. 17, p. 514, 515) geröllführenden Grauwackengneisen und Augengneisen unseres Gebietes ganz ähnlich sein müssen.

Über die bisher in Betracht gezogenen psammitischen und psephitischen z. T. aber krystallinen Bildungen läßt sich also vorläufig folgendes sagen:

Sie wurden um den ganzen Westflügel der Tauern vom Weißzint zur Greinerscholle und wieder über den Wolfendorn bis in die Nähe von Mayerhofen als einander unzweifelhaft entsprechende Bildungen nachgewiesen und der Versuch gemacht, »äußere« konglomeratische und brecciöse meist kalkhaltige, oft serizitisierte Quarzfeldspat-Psammite und -Psephite von den »inneren« Knollengneisen vorläufig zu trennen. Letztere sind durch äußerst gleichförmige, fast alleinherrschende geröllartige Einschlüsse besonders gekennzeichnet. Am Nordrand der Tuxer Zentralgneise liegen sie zwar auch noch unter, aber in untrennbar enger Verbindung mit den »äußeren« Psephiten, so daß sich hier keine scharfe Trennung durchführen läßt: man findet die für die Konglomeratgneise

typischen hellen, feinkörnigen, Granitenapliten ähnlichen Gerölle auch in den typischen, sehr kalkreichen, äußeren Psammiten, welche sich mit Frech's »Karbon« von Hintertux identifizieren lassen Andrerseits macht sich ein ungewöhnlich starker Kalkgehalt bis weit in die noch als Zentralgneise kartierten Konglomeratgneise (des Krierkars zum Beispiel) hinein bemerkbar. Von den »inneren« Konglomeratgneisen und -schiefern ist zu betonen, daß sie nach den bisherigen Ergebnissen trotz des auffällig gleichbleibenden Charakters ihrer Einschlüsse nicht in ein bestimmtes Niveau zwischen Orthozentralgneisen und Hüllkalken (Hochstegenkalk u. s. w.) einzuordnen waren. Sie treten sowohl den Orthogneisen ohne Intrusionsspuren eingeschaltet, als auch durch manchmal karbonatführende Glimmerschiefer von jenen getrennt auf. Selbst über den genetischen Charakter der Gerölle ist noch keine endgültige Entscheidung möglich. Gegenüber der nächstliegenden Deutung als sedimentär einbezogene Gerölle ist eine zweite noch im Auge zu behalten, da Friktionsgerölle (von Zentralgneis in den Biotitschiefern, vgl. p. 49 [305], ferner friktionär gerollte Augenfeldspate und selbst Augengneisquarze am Passenjoch) mir in meinem Gebiet mehrfach bekannt wurden, der bergmännischen Geologie etwas Vertrautes (vgl. Beck, Lagerstättenkunde) und technologisch von vornherein nicht unwahrscheinlich sind.

In der bisherigen Literatur und Kartographie des Gebietes erscheinen die Psammite und Konglomeratgneise nicht eigens unterschieden: im Tonglimmerschiefer südlich vom Hochfeiler (Teller'sche Karte), ebenso im entsprechenden Quarzphyllit der Frech'schen Karte, auf dem Teller'schen Blatt Matrei zum Teil bei den Hüllschiefern (unausgeschieden), zum Teil bei den Grenzgneisen und zum Teil ganz richtig ausgeschieden als Quarzgrauwacken in der Begleitung der Tuxer Hochstegenkalke (»dolomitischen Kalke«) und des Kalkphyllit. Bei Frech an der Flatschspitze als Quarzphyllit, dessen Serizitquarzite im Texte erwähnt sind (p. 11 [267]), am Nordrand der Zentralgneise und in der Greiner Zunge als Grenzschiefer.

Auf Becke's Kartenskizze zum Exkursionsführer sind sie nicht ausgeschieden, wohl aber im Führer, vom Pfitscher Joch erwähnt. Es wären die Knollengneise beim »Glimmerschiefer«, die Grauwackengneise beim »Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer« im Sinne von Becke's Übersichtskarte zu finden.

VI. Grünschiefer, Serpentin, Talk.

Eine wichtige Rolle spielen Grünschiefereinlagen von wenigen Metern bis zu sehr beträchtlicher Mächtigkeit sowohl in den Phylliten südlich und nördlich vom Tauernwestende als im Greiner Zug.

Für die meisten dieser Schiefer ist Chlorit das bezeichnendste Mineral, manchmal aber daneben noch Biotit und Hornblende erhalten. Der Calcitgehalt geht oft bis zum Verschwinden zurück. Ein häufiger Begleiter des Chlorits ist Epidot. Quarz ist in wechselnder Menge vorhanden, der Feldspat erwies sich in zwei mikroskopisch untersuchten Gesteinen als dem Albit nahestehend. Das erste dieser beiden Vorkommen folgt im Südgrat der Eisbruckspitze auf zweiglimmerigen Epidotgneis im Hangenden. Es ist Kalk-Epidotschiefer mit Albit, Quarz, Calcit, Epidot, Chlorit, Hornblende und etwas Titanit und Magnetit (Ilmenit?). Gegenüber den abweichenden Angaben der bisherigen Karten und im Hinblick auf den durch die Deckentheorie aktuell gewordenen Vergleich der Phyllitglieder südlich und nördlich von den Zentralgneisen muß hervorgehoben werden, daß die für den »Quarzphyllit« Frech's im Süden bezeichnenden Grünschiefertypen dem »Kalkphyllit« Frech's im Norden der Gneise nicht fehlen. Im Grenzkamm zwischen Schmirn und Hintertux findet man an der Hohen Warte Grünschiefer als Glied einer Serie mit Tarntaler Kalkphyllit, als unmittelbaren Nachbarn von Glanzschiefer. Der grobkörnige Amphibolit vom Tuxer Joch wird vom Grünschiefer sowohl seitlich als in Form einer eingebetteten Lage begleitet und am Südgrat der Frauenwand tritt abermals Grünschiefer auf in einer gneisähnlichen Modifikation, wie man sie im Süden, zum Beispiel am Kleinen See (zwischen Vals und Pfunderstal), beobachten kann. Schon lange bekannt sind die grünen Schiefer bei Gries am Brenner (vgl. A. Pichler, Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck, 1869, p. 186).

Wie Teller's Blatt Sterzing richtig angibt, hat man im Profil durch den Greiner Zug im Meridian vom Pfitscher Joch zwei Grünschiefer Züge zu unterscheiden. Vom Joche gegen Osten sind neben dioritähnlichen und Garbenschiefern und neben Serpentin auch feingewebte Grünschiefer ganz gewöhnlichen Typs, mit kleinen Marmorlagen alternierend wie sonst oft, vertreten. Im Unterbergtal durchschneidet der Weg zur Wienerhütte die Grünschieferumrandung der Hochfeiler Gneise, dunkle Chloritschiefer mit manchmal zentimetergroßen Albitporphyroblasten und gestattet einen der besten Einblicke in die Verteilung der Grünschiefer im Kalkphyllit. Rasches Wechseln in vollkommener Konkordanz, Auskeilen und linsiges An- und Abschwellen in den verschiedensten Dimensionen, keilförmiges Eingreifen von Kalkphyllit und Grünschiefer in einander sind in den rauhen Wänden und Gehängen erschlossen, können aber keineswegs als Beweis für intrusive Einschaltung der Grünschiefer gelten, da sich ganz dasselbe Kontaktverhältnis zwischen Kalk und Grauwacken der Tuxer Hochstegenzone auf der Karte abbildet.

In der Sengeser Schieferkuppel erscheinen die Grünschiefer als gemeinsamer Typus sowohl im gewöhnlichen Kalkphyllit als in einem später zu besprechenden »Greiner Schiefer«. Im Gehänge der Kramerspitze tritt Grünschiefer mit größeren Amphibolkrystallen auf wie in der Rensenzone. An der Furkel bei Pfunders wechselt Grünschiefer mit Quarzit. Hier wie namentlich an der Seefelderspitze und Steinbergscharte weiter westlich ist der Wechsel und die Verknüpfung durch Zwischentypen zwischen Grünschiefer und Tonschiefer und zwischen Grünschiefer und Kalkphyllit bis zu einem unkartierbaren Grade ausgebildet.

Serpentin und Talkschiefer mit größeren rötlichen Carbonat-Rhomboedern ist zum Teil als Begleiter von Grünschiefer häufiger als die Teller'sche Karte, Blatt Sterzing, angibt. So steht zum Beispiel der Serpentin und Talkschiefer von Sprechenstein nicht allein in der Rensenzone, sondern man findet längs dieser Linie weiter östlich bei der Aschilaalm Serpentin und Talkschiefer, bei der Stinnalm südlich vom Fensterlekofl und noch am Steig von Pfunders zur Unterkircher Alm ganz ebenso. Demnach sind Serpentin und Talkschiefer an der Grenze zwischen Maulser Gneis und Phyllit ebenso zu finden, wie in der Schieferhülle der Zentralgneise.

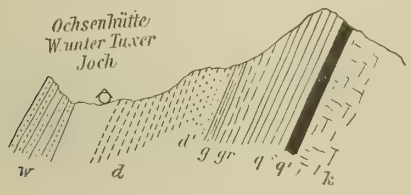
Zur Unterscheidung von Quarzphyllit und Kalkphyllit als Horizonte im Sinne von Frech's Karte sind die Grünschiefer nicht zu brauchen. Denn sie kommen südlich und nördlich von den Tauerngneisen vor. Innerhalb ihrer gewöhnlichen Begleitung kalkreicher Kalkphyllit und kalkfreier Tonschiefer sind sie nicht horizontierbar. Ähnliche Erfahrungen scheint Hammer (L. 20, p. 325) zu machen, wenn er Grünschiefer sowohl im obersten Kalkphyllit als im Quarzphyllit findet. In den Laaser Phyllitgneisen fand Hammer noch kalkhaltigen »grünschieferähnlichen Phyllit« (L. 17 p. 501) und Albitchloritschiefer (p. 499).

Nirgends wurde im beschiebenen Gebiete Talkschiefer ohne benachbarten Serpentin gefunden, oft beteiligt sich ein Grünschiefer an der Kombination. Das widerspricht nicht der Theorie von Redlich und Cornu (Zeitschrift für praktische Geologie, 1908, p. 145), wenn sie die Vertalkung paläozoischer Schiefer auf die Stammagmen der Serpentine und Grünschiefer zurückführen. Für petrographische Detailstudien über das Verhältnis der genannten Gesteine zu einander ist besonders das Vorkommen südlich vom Dengelstein bei Pfunders, wo der Serpentin den Kalkphyllit mit vollständig verschwimmenden Grenzen durchdringt, und das auch auf Teller's Karte gezeichnete Vorkommen vom Sattel (Gansörtal bei Mauls) gut erschlossen. Letzteres zeigt im Serpentin mehrfache Talkschieferlagen, welche rote hochkrystalline Fragmente und größere Partien von Kalkphyllitkalk enthalten. Hammer beschreibt (L. 17, p. 518) von der inneren Pederspitze einen Olivinserpentin in Begleitung von Ankerittalkschiefer und lichtgrauen Strahlsteinschiefern, — einer für die Rensenzone und die Antikline Sterzingerhütte—Sandesjoch ganz bezeichnenden Gruppe — als einziges Vorkommen im Quarzphyllit, während alle anderen in den Gneisen liegen. Die Frage nach dem Verhältnis des Tarntaler Serpentins zu den Pfunderer etc. Serpentinen bleibt petrographischen Untersuchungen vorbehalten.

VII. Amphibolite.

Die wichtigsten Fragen bezüglich dieser Gesteinsgruppen bleiben einer petrographischen Bearbeitung mit quantitativen Analysen vorbehalten, zu welch letzteren dem Verfasser Gelegenheit fehlt. Immerhin aber ergibt auch die Feldaufnahme einiges Bemerkenswerte. Wenn man hier von den eigens besprochenen Garbenschiefern absieht, so bleibt ein Amphibolittypus am auffälligsten, dessen manchmal große, buntorientierte Hornblenden das Gestein einem Diorit oder Diabas ganz ähnlich machen. Ein solches Amphibolitlager läßt sich am Tuxerjoch in Gesellschaft von Wackengneis und den beschriebenen Kalken beobachten. Das Gestein wird randlich (Aufschlüsse bei der Ochsenhütte) und in einem mittleren Blatt grünschieferartig. Dasselbe Gestein findet man wieder im Wildlahnertal nördlich vom Hohen Nopf und hier

N—S Fig. 8.



w = Grauwackengneis.
d = Geschieferter, stellenweise grünschieferartiger Diabas.
d' = Wenig geschieferter und grobkörniger Diabas.
g = Schwarze Glanzschiefer.
gr = Grünschiefer.
q = Quarzphyllitisch.
q' = Quarzitschiefer.
k = Kalkphyllit und Kalk.

wird seine Ähnlichkeit mit manchen Typen der Amphibolitserie vom Weißhorn im Sarntal (vgl. L. 29, vollkommen. Die Begleitung bilden beiderseits körnige Gneise, gewöhnliche Amphibolite, Tonschiefer und phyllitische Gneise. Über den magmatischen Ursprung der Amphibolite vom Weißhorn vgl. l. c. Ähnliche Amphibolite wurden am Patscherkofel bei Innsbruck von Ohnesorge bearbeitet. Hammer beschreibt körnige Amphibolite mit Albit und Zoisit aus den Phyllitgneisen des Blattes Bormio (L. 18, p. 11). Dunkle, feingewebte, feste, kalkfreie Amphibolite sind, neben grobkörnigen vorwaltend, für die Rensenzone von Elzenbaum-Sprechenstein bis zum Passenjoch bezeichnend. Sie schließen sich den Gneisen untrennbar an. Etwaige Beziehungen zu den »lepontinischen« Grünschiefern der Rensenzone sind nicht ausgeschlossen. Jedenfalls tragen diese Amphibolite dazu bei, die Rensenzone der Schieferhülle gleichzustellen, was man im Profil Hochfeiler—Eidechs gut beobachten kann: Dem Weißzint Südgrat zum Beispiel ist ganz derselbe durch wohlumgrenzte, gedrungene Hornblenden auffallende Amphibolit eingelagert wie dem Augengneis vom Passenjoch.

Bemerkenswert ist die Regel der Kombination von Amphibolit und Kalk. Wir beobachten sie am Nordsaum der Westhälfte des Brixner Granits (vgl. L. 45), in der Rensenzone, in der Schieferhülle, besonders wenn man die Garbenschiefer heranzieht und bezüglich der Amphibolite vom Typus Weißhorn und Tuxer Joch. Ein Urteil über die Äquivalenz der Amphibolite soll damit nicht ausgesprochen sein. Schließlich bleiben als zwei weitere Beispiele für die erwähnte Regel noch die durch die neue Jaufenstraße angefahrenen, grobkörnigen tonalitgneisähnlichen Amphibolite mit teilweise biotisierten Hornblenden von der Jaufenhöhe anzuführen und ähnliche dioritartige über dem Kalkzug des linken Ridnauner Talhanges. Letztere sind durch den Graben beim Gehöft Bacher gut erschlossen.

VIII. Phyllite.

1. Kalkphyllit.

Die Bezeichnung Kalkphyllit wird hier zunächst im petrographischen Sinne verwendet und der Verbreitung jener Gesteine nachgegangen, von welchen man zuversichtlich behaupten kann, daß sie jeder Kenner des Tauernwestendes im Handstück mit dem typischen Kalkphyllit des Brenners verwechselt.

Eine derartige Analyse ist durchaus noch nicht durchgeführt, nur F. Teller hat durch Ausscheidung »kalkreicher Lagen im Tonglimmerschiefer« in diesem Sinne die Analyse der phyllitischen Umrandung des Tauernwestendes begonnen und damit den einzigen Weg betreten, der schließlich von unbestreitbaren Tatsachen aus vor die Fragen führt, ob verschiedene Formationen zu Kalkphyllit metamorphosiert auftreten können oder ob es eine bestimmte, sogar vom Quarzphyllit trennbare Kalkphyllit Formation gibt und weiter, ob »Kalkphyllit« eine dynamisch erworbene Gesteinstracht bedeuten sollte, deren weitere Analyse nicht möglich ist.

Es scheint mir besser, mit F. E. Sueß einen triadischen »Kalkphyllit« (neben dem paläozoischen) anzuerkennen, als mit F. Frech die Phyllite etc. vom Tauernnordrand als Kalkphyllit Formation den Phylliten des Pfunderer Gebirges (Quarzphyllit Formation bei Frech) gegenüberzustellen. Wenn man schon so große Komplexe zusammenfassen müßte, könnte man die beiden Bezeichnungen für Süd und Nord des Tauernwestendes beinahe vertauschen. Hier aber handelt es sich zuerst darum, Kalkphyllit nicht als einen Komplex dem Alter nach zu deuten, sondern als ein auffälliges, leicht wiedererkennbares genetisch fragliches Gestein in seiner Verbreitung zu verfolgen.

Pichler hat (L. 25) den Graphitgehalt und den ganz allmählichen Übergang zu Tonglimmerschiefer, welcher scharfe kartographische Grenzen unmöglich macht, beachtet. Bei ihm sind »wahrscheinlich« weder Kalkglimmerschiefer noch Tonglimmerschiefer-Formationen, sondern der bald quarzige, bald kalkige Tonglimmerschiefer eine »Gattung«, welche mehrere Formationen umfaßt.

Die Kalkschiefer des Tarntals etc. »sind (l. c. p. 203) von denen des Brenners wesentlich verschieden«. Der Kalk ist fast dicht weißgrau oder grünlich etc. Sie enthalten aber auch Graphit und ihre Abgrenzung vom Tonglimmerschiefer scheint Pichler etwas später so unmöglich (p. 206), daß es ihm nicht unwahrscheinlich wird, daß noch ein großer Teil der Tonglimmerschiefer seiner Karte Lias sei, und schon p. 227 findet er den Liaskalkschiefer manchen Tonglimmerschiefern bis ins Einzelnste gleich. Daran hat sich durch F. E. Sueß' (L. 33 p. 635 und 665) mikroskopische Untersuchungen nichts geändert. F. Sueß findet die lokal aus Tarntaler Dolomitbreccie hervorgehenden und demnach als Trias betrachteten Kalkphyllite von den paläozoischen »Brennerkalkphylliten« so ununterscheidbar, daß er im Text auf die für diese gegebene mikroskopische Beschreibung zurückverweist. Die Gesteine der Triasformation wurden zu »echten« Kalkphylliten umgewandelt und »wenigstens« ein Teil derselben ist einem Teile der Dolomitbreccien stratigraphisch gleich zu stellen (p. 666).

Solche vom Tarntaler Dolomit und der Tarntaler Breccie (vgl. L. 27) untrennbare phyllitische Facies des eben genannten Gebietes und seiner Fortsetzung überWangelspitz und über Gerloswand werden von hier ab als Tarntaler Kalkphyllit bezeichnet, ohne dadurch über ihr Verhältnis zum übrigen Kalkphyllit des Tauernwestendes schon etwas vorweg andeuten zu wollen. Die Verbreitung des Tarntaler Kalkphyllits in diesem Sinne greift ganz sicher auf Terrain über, welches F. Sueß' Karte als Brennerkalkphyllit zeichnet.

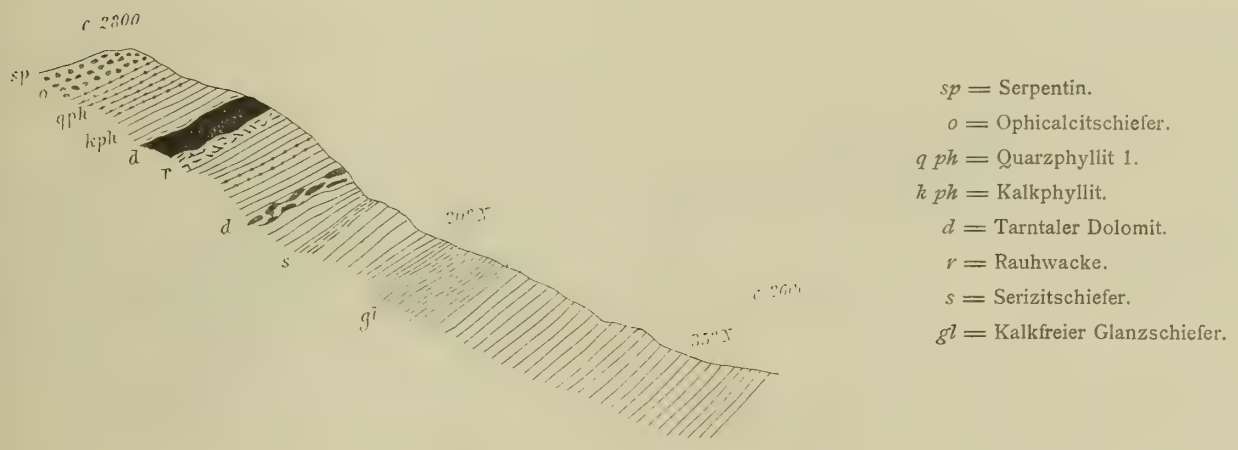
So zum Beispiel scheint mir das von Sueß als typischer Brennerkalkphyllit mikroskopisch untersuchte Stück von der Klammalm Tarntaler Kalkphyllit im genannten Sinne zu sein. Wenn man die Kalkphyllite des ganzen Gebietes im Felde und im Handstück vergleicht, so kann man sagen, daß für Tarntaler Kalkphyllit nur sein im allgemeinen feineres krystallines Korn einigermaßen bezeichnend ist und seine Tracht in besonders deutlicher Weise durch grob mechanische Einflüsse bestimmt erscheint.

Es läßt sich zunächst das Auftreten phyllitischer Kalke als äußere Hülle der symmetralen Dolomiteinschaltung vom Rieperspitz (Schmirn) hervorheben. Derartiger phyllitischer Kalk bis Kalkphyllit begleitet auch den Dolomit der Schöberspitze weiter südlich und der Kalkwand am Brenner und umhüllt die nach Norden offene Gipfelsynklinale der Gerloswand bei Maierhofen. Dieser Kalkphyllit ist von seinen als Mesozoikum gedeuteten Begleitern eben so wenig trennbar wie der Tarntaler Kalkphyllit vom Tarntaler Mesozoikum; es handelt sich auch petrographisch um Tarntaler Kalkphyllit, wobei höher krystalline dunkelgraue vom »gewöhnlichen« Kalkphyllit nicht unterscheidbare Einlagen vom erwähnten Vorkommen an der Gerloswand anzumerken sind.

Schon bei der Übersicht über Quarzite und Tonschiefer wurde bemerkt, daß sich die sehr zusammengesetzte Serie von Tonschiefer, Kalkphyllit, Quarzit etc. südlich von der Geierspitze unter die Tarntaler Schichten (Serpentin des Reckner, Tarntaler Dolomit etc.) senkt, ohne daß sich gerade an den besterschlossenen Gehängen andere als tektonische Beziehungen zwischen den Triasfalten F. Sueß' und dem alten Kalkphyllit seiner Karte wenigstens bis jetzt vom Verfasser erkennen ließen.

Der Kalkphyllit des Profils durch den Geierspitz-Südhang entspricht mit seinen Kalkschiefern vollkommen den Pentakrinus Kalken vom Klammjoch mit ihrem Tarntaler Kalkphyllit. Diesen entspricht wieder bis ins Einzelnste der Tarntaler Kalkphyllit und sandige Bänderkalk über der Tarntaler Breccie am Grafmarter-Südgrat. An der Geierspitze haben wir (s. Fig. 9.) den Tarntaler Kalkphyllit sowohl über als

Fig. 9.



sp = Serpentin.
o = Ophicalcitschiefer.
q ph = Quarzphyllit 1.
k ph = Kalkphyllit.
d = Tarntaler Dolomit.
r = Rauhwacke.
s = Serizitschiefer.
gl = Kalkfreier Glanzschiefer.

Schnitt durch den Südhang des Geierspitz-Westgrates.

unter dem auskeilenden Ende des Tarntaler Dolomites, am Grafmarter über der Tarntaler Breccie. Einerseits ist jedenfalls festzuhalten, daß sich der Kalkphyllit, welcher den typischen Tuxer-Marmor und die Grauwacken der Hochstegenzone begleitet, unter die Tarntaler Serie und Tarntaler Breccie hinein fortsetzt, andrerseits ist zu betonen, daß im Profil von der Geierspitze gegen Süden jede Möglichkeit fehlt, den Tarntaler Kalkphyllit von dem südlich folgenden Kalkphyllit des Sagzahns etc. petrographisch oder auf Grund eines tektonischen Sichandersverhaltens abzutrennen.

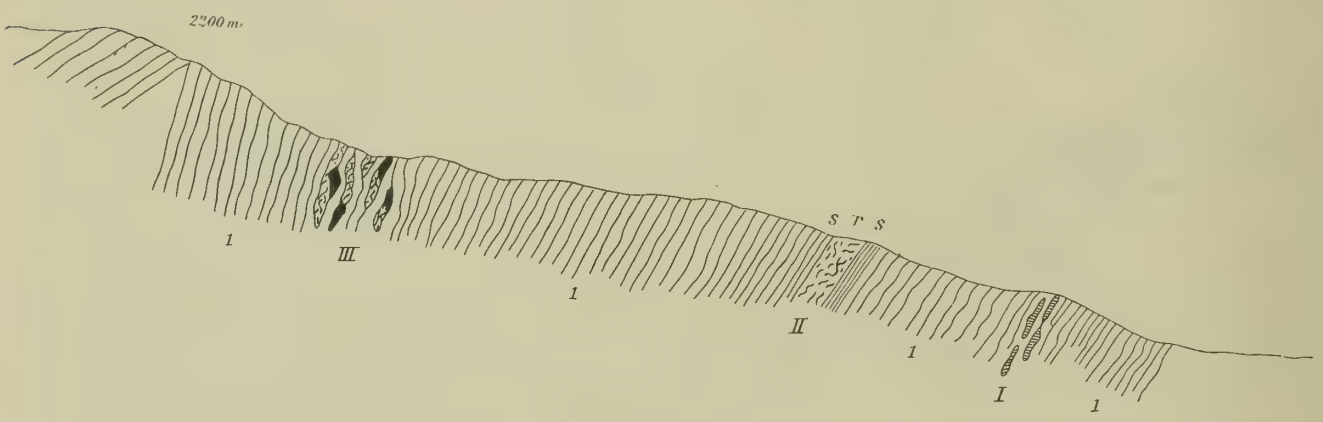
Es wurde bereits mehrfach der Schichtflächen im Kalkphyllit und Tonschiefer (-Glanzschiefer) des Schmirner Oberen Baches gedacht, längs welcher sich Tarntaler Dolomitbreccie und Quarzit anreichern: man trifft in diesen Kalkphylliten neben graphitischen Marmoren, die von jenen des »Quarzphyllits« südlich von Innsbruck ganz ununterscheidbar sind, die Tarntaler Gesteine eingeschaltet und dieselben braunen Glanzschiefer wie im Liegenden der Saile bei Innsbruck.

Nimmt man eine tektonische Einschleppung der Tarntaler Gesteine in den Kalkphyllit nicht an, so muß man diese Kalkphyllite im größten Ausmaße für jünger als die Tarntaler Dolomitbreccie ansetzen Der Kalkphyllit erhält hier geradezu seinen Gesteinscharakter durch Fließerscheinungen und Zerpressung von aufgenommenen Bestandteilen und Knauern. Er ist häufig und so deutlich grobmechanisch phyllitisiert, daß eine Trennung sedimentären und etwa »tektonischen« Kalkphyllits vielfach schwer möglich ist und sich sogar die Annahme, daß sein ganzes texturelles Gepräge tektonischer Herkunft ist, nahedrängt. Hier, wenn nicht meist, ist im »Kalkphyllit« eine Anzahl mechanisch phyllitisierter Gesteinstypen zu einem Typ vereinigt, welcher den erwähnten mechanischen Einschlüssen sein Gepräge verdankt, ein mechanogenes Gestein oder eine tektonische Facies aus stratigraphisch da und dort noch identifizierbaren Komponenten.

Eine gute Abtrennung zwischen »Tarntaler Kalkphyllit« und Kalkphyllit konnte ich auch sonst nirgends durchführen. Wahrscheinlich aber läßt sich bei weiteren Detailstudien der sedimentäre Charakter der Tarntaler Breccie vollständig sicherstellen und dieselbe an mehreren Punkten zwischen Kalkphyllit und Tarntaler Schichten (mit Tarntaler Kalkphyllit) einstellen, wofür das Torjochprofil zu sprechen scheint.

Von Tarntaler Kalkphylliten sei noch eine dunkelrot anwitternde tonreichere Varietät erwähnt, welche man im Geierspitzprofil, unter den Kalken der Saile bei Innsbruck und als westliche Fortsetzung des Tarntaler Kalkphyllites (mit Glanzschiefer, Quarzit, Kalk und Rauhwacken) zwischen Wangl- und Grindlspitze gleich ausgebildet feststellen kann.

NO—SW Fig. 10.



Schlucht des Oberen Baches im Schmirntal.

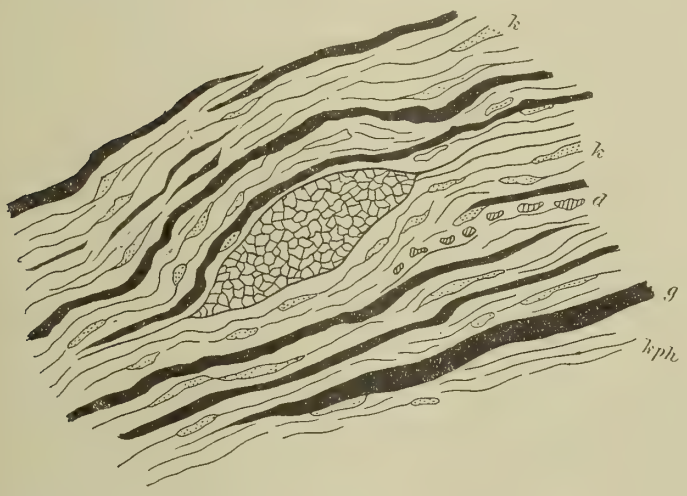
1. Kalkphyllit mit braunen und schwarzen Glanzschiefern.
I. Zone mit Albitdolomitbreccien und weißem Marmor.
II. Zone mit Serizitschiefer, *s*, weißen Quarziten und Rauhwacke, *r*.
III. Zone gequetschter Glimmerkalke, Dolomitbreccien und Quarzcalcitknauern.

Was das Auftreten von Tarntaler Kalkphyllit westlich vom Brenner anlangt, so wurde dieses Gebiet aus Zeitmangel und im Hinblick auf seine Neubearbeitung durch F. Kerner wenig einbezogen. Bemerkenswert ist, daß die zwei Triaseinfaltungen, welche F. Frech's Karte zwischen Obernberger See und Sandjöchl zeigt, sowohl von Tarntaler Kalkphyllit, von Quarzit und Quarzphyllit als von dem in den Phylliten südlich des Pfitschtales häufigen kalkreichen Kalkphyllit begleitet sind. Der erwähnte Tuxer Marmor vom Dengelstein bei Pfunders hat außer Quarzit und gewöhnlichem Kalkphyllit einen unverkennbaren Tarntaler Kalkphyllit neben sich und ganz dasselbe gilt von der Maulsertrias, wo sie das Seiterbergtal übersetzt (Aufschlüsse im Liegenden des Triaskeils am orographisch linken Hang).

Wir fanden im Kalkphyllit südlich von der Geierspitze Grünschiefer, Quarzserizitschiefer, schneeweiße Quarzitschiefer, kalkfreie schwarze und braune Glanzschiefer, verquarzte Kalkschollen, graphitischen Marmor, Dolomitbreccie, Rauhwacke, Eisendolomit und endlich sandige Kalkschiefer in einer feinkörnigen braungrauen Varietät, welche man ganz im Süden am Passenjoch und am Ausgange des Pfitschtales unter den Schiefern des Saun wiederfinden kann. Nähert man sich etwa in dem gut erschlossenen Profil über den Schmirner Jochgrubenkopf der auf der Karte auffallenden Grenze zwischen Kalkphyllit und Tuxer Wacken, so findet man in Gesellschaft dunkelgrauen Marmors und pyritführenden Glanzschiefers, mit graphitischen Lagen des letzteren in raschem Wechsel einen Kalkphyllit, welcher sich durch gröbere Quarzkörner der Tuxer Grauwacke petrographisch nähert. Dies ist eines unter den vielen Beispielen, welche sich in der Tuxer Zone für einen Übergang zwischen Kalkphyllit und Tuxer Wacke anführen lassen. Es wurde schon bemerkt, daß die Basis des Tuxer Marmors über dem Tuxer Porphyrgneis und Quarzit mehr-

fach als glimmerreicher Kalk bis Kalkphyllit ausgebildet ist und vom Grünberg bis zum Schmittenberg findet man Kalkphyllitlagen dem Tuxer Marmor mehrfach eingeschaltet und mit demselben ebenso eng verbunden wie Glimmerschiefer, Quarzit und Wacke. Und wie sonst (vgl. p. 18 [274]) kann es an solchen Zwischenlagen, zum Beispiel des Höllensteins, schwierig werden, sich zwischen der Bezeichnung Grauwacke oder Kalkphyllit zu entscheiden. Endlich enthalten auch die Tuxer Wacken des Kleinen Kaserer untergeordnet neben Glimmerschiefer und Glanzschiefer Kalkphyllit. Kalkphyllit ist also mit der Tuxer Wacke durch petrographischen Übergang und Wechsellagerung und mit dem Tuxer Marmor ebenso verbunden. Dasselbe kann man im Profil der Flatschspitze am Brenner beobachten. Im allgemeinen tritt der Kalkphyllit in der eigentlichen Hochstegenzone im weiteren Sinne zurück und erlangt erst

Fig. 11.



In der Mitte 0·5 *m* mächtiges Stück Albitdolomitbreccie, umgeben von Kalkphyllit.
d = Einzelne Quarzit- und Dolomitstücke.
k = Calcitknauern des Phyllits.
g = Typischer schwarzer Glanzschiefer.
k ph = Typischer »Kalkphyllit«.

Schluchtwand des Oberen Baches, Schmirntal.

in größerer Entfernung von den Zentralgneisen nach einer silikatischen Schieferzone (Knollengneise, Tuxer Wacken, Pfitscher Schiefer) seine Hauptentwicklung. Bis zum Verschwinden geht dieses Zurücktreten am Pfitscherjoch und am Südrande der Hochfeilergneise. In der Sengeser Schieferkuppel bilden den Nachbarhorizont über den Pfitscherschiefern in Lagen sehr kalkreiche Kalkphyllite. Sie zeigen die weiter unten beschriebenen mit Dolomit und Quarzknauern angereicherten Lagen und wechseln mit Granattonglimmerschiefer, mit welchem sie also eine bis auf den Granatgehalt der Tonschiefer ganz mit der Serie vom Sagzahn (Schmirn) übereinstimmende Serie bilden.

An den Kalkphylliten, welche über den Sprechensteiner Gneisen die Jägerspitze bilden, gelangt eine technologische Eigenschaft der Kalkphyllite zu besonders schöner Entwicklung, nämlich die, wie es scheint und durch den Calcitgehalt erklärlich wäre, besonders leichte Ausbildung schöner Streckung, welche hier wie anderwärts oft gewaltige Massen derart umformt, daß an ihnen nur noch die auf den formenden Druck normale Achse größter Zugspannungen als Orientierungsdatum meßbar bleibt. Dasselbe findet an den Tuxer Wacken des Nordrandes mehrfach statt.

Im Bereich der Alpe Gansör bei Mauls läßt sich eines der besten Profile durch den steilgestellten gut erschlossenen Kalkphyllit von der Grenze gegen die Silikatschiefer gegen Norden begehen. Ganz wie in der Schieferhülle wechselt hier Kalkphyllit in zahlreichen Lagen mit Quarzphyllit und Glimmerschiefer und steht mit den silikatischen Grenzschiefern des Garnatschgranites im gleichen Verbande wie mit deren Äquivalenten in der Schieferhülle der Tauern. Gegen den Kalkphyllit werden die Gneise grauwackenähnlich quarzitisch. Dann tritt, im allgemeinen konkordant, gemeiner brauner Kalkphyllitmarmor mit viel grobem

Quarzsand und Glimmer auf, untrennbar von grobflaserigem Granatglimmerschiefer, mit welchem er sich innerhalb weniger Zentimeter mischt. Dann folgt nach mehreren kleinen Vorläufern eine 2 *m* mächtige Bank von Muskowitschiefer mit Granat, welcher durch die feinsten Übergänge und, wie mir scheint, nur sedimentär deutbare Materialeinstreuungen mit braunem Kalkphyllitmarmor verbunden ist. Auf den Platten des folgenden Marmors wittern die spätigen Reste aus, welche oben als Krinoiden gedeutet wurden. Der Silicatgehalt steigert sich bis zu silikatischen »Glimmerschiefer«lagen mehr als einmal. Die grobsandigen, kalkreichen, oft unphyllitischen Kalkglimmerschiefer oder Glimmerkalke zeigen hier noch deutlich stratigraphische Beziehungen zu den Silikatschiefern der Rensenzone.

Ganz vollständig gleich ist weiter nördlich am Dreihornspitz die Grenze zwischen nördlichem Kalkphyllit und südlichem Glimmerschiefer, Quarzit und Quarzphyllit ausgebildet. Man hat dort von Norden gegen Süden: Kalkphyllit, knotigen Tonglimmerschiefer, Quarzitschiefer bis Quarzphyllit, eine Kalklage, Augengneis, Quarzitschiefer bis Quarzphyllit, Grünschiefer und trifft auf den Kalkphyllit der Rensenzone. Man kann diese Beziehungen bis in das orographisch rechte Gehänge des Pfunder Tales beobachten bis zur tektonischen Diskordanz des Passenjoches, welche Teller entdeckte (L. 34). Der graphitische Tonglimmerschiefer, welcher auf F. Teller's Blatt Sterzing die Maulser Triaskalke vielfach umhüllt (zum Beispiel am Zinseler), ist öfters als Kalkphyllit im Sinne der Brennergeologie entwickelt. Teller's Karte und Namengebung ist darin ganz folgerichtig gewesen; es bleibt dies lediglich neuerdings zu betonen. Man findet eine solche Hülle freilich nicht längs der ganzen Trias, zum Beispiel aber in der Schlucht Himmelreich bei Mauls über dem Maulser Kalk mit graphitischen Grauwacken in unklarer Lagerung, des weiteren am Zinseler und im Seiterbergtal neben dem schon erwähnten Tarntaler Kalkphyllit. Auch unter der Maulser Trias legen sich mit den schon erwähnten Bänderkalken kalkige Phyllite zwischen »Verrucano« und Trias.

Bei Stache ist (V. R. A. 1876, p. 317) die Kalkphyllit»gruppe« gleichzusetzen der Tauernhülle und ebenso den Laaser Schichten und gegen unten dem Quarzphyllit teilweise äquivalent. Die Frage, ob Kalkphyllit oder Quarzphyllit höher liege, spielt noch keine bedeutende Rolle. Kalkphyllit ist eine Facies der jüngsten (obersten) Gruppe der krystallinen Schiefer, welche Gruppe aus Kalkphyllit, Quarzphyllit und Kalktonglimmerschiefer besteht. Die Kalkphyllite des Engadins kann man nicht energischer mit den Pichler'schen kalkigen Tonglimmerschiefern des Brenners vergleichen als dies Stache tut (V. R. A. 1873, p. 223). A. Rothpletz hat 1894 (Querschnitt, p. 16—19) Kalkphyllit und Quarzphyllit innerhalb der vorpaläozoischen Phyllitstufe als nicht horizontierte Varietäten unterschieden und mit Bezugnahme auf Pichler den paläozoischen Kalkschiefer des Brenners mit seinen kohligen und quarzitischen Abänderungen eindringlich vom Phyllit getrennt. Darin liegt der große Gegensatz zwischen südlicher und nördlicher Hülle der Zentralgneise in seinem Querschnitt. Diesen Gegensatz hat F. Frech auf seiner Karte abweichend von der Teller'schen Manuskriptkarte übernommen. wenn auch unter anderen Namen.

Die vorpaläozoischen Kalkglimmerschiefer, welche Rothpletz' Profil im Pfunderergebirge schneidet, erscheinen bei Frech als vorpaläozoischer Quarzphyllit dem ausdrücklich als noch älter bezeichneten Kalkphyllit nördlich vom Pfitscher Joch gegenübergestellt und dieser Kalkphyllit umfaßt, wie man der Karte entnimmt, den paläozoischen Brennerschiefer Rothpletz'. Während also bei Rothpletz der Nordsaum der Tauern jünger ist als der Südsaum, steht es bei Frech darum umgekehrt. Die Einstellung des Kalkphyllits als Horizont unter den Quarzphyllit wird von Frech betont und auch für den Kalkphyllit des Ortlers die Auffassung als »unterer Brennerphyllit« festgehalten (p. 17). Demgegenüber ergibt sich aus der Neuaufnahme mit Ausscheidung des Kalkphyllits und Quarzphyllits im petrographischen Sinne einerseits, daß diese beiden, wenn man diesen Sinn festhält, nicht gegeneinander horizontierbar sind; sie wechseln überall miteinander, mehr oder weniger rasch. Andrerseits ist es eben deshalb Willkür, solche Komplexe mit gleichen Gliedern als verschiedene Formationen zusammenzufassen und einander gegenüberzustellen; man kann derartige Komplexe prinzipiell höchstens als tektonische Einheiten zusammenfassen und einander gegenüberstellen, wo die Tektonik dies fordert.

Etwas dem Tarntaler Kalkphyllit Vergleichbares scheint in den dunkelgrauen, streifigen, dünne tafeligen Kalkschiefern mit rötlichen und gelbbraunen Farben auf den Schichtflächen vorzuliegen, welche Hammer (L. 20, p. 120) von der Cima della Miniera erwähnt. Hammer hat sich meines Wissens über den Formationscharakter des Kalkphyllits in Südwesttirol nicht ausgesprochen.

Im oberen Martelltal treten (L. 18, pag. 13) als Einlagerungen in den Phylliten Kalkglimmerschiefer, Bänderkalke und Marmore ausgedehnt auf, darunter Quarzphyllit und wieder darunter Gneis. Kalkphyllit und Quarzphyllit werden hier nicht als Formationen aufgeführt, jedoch (pag. 14) bemerkt, daß die Grünschiefer besonders den »höchsten Teil« der Phyllitgneise bezeichnen. Die Fortsetzung dieser Marteller Kalkphyllite zeigt nach Hammer Marmorlager, Bänderkalke und Kalkglimmerschiefer in den Phyllit eingelagert »ihm dadurch den Charakter des Kalkphyllits gebend.«

Im Zebrutal besitzt der Phyllit mit diesen Lagern im übrigen mehr den Habitus des Quarzphyllits, weshalb von hier aus Stache die Äquivalenz der beiden Facies Quarzphyllit und Kalkphyllit annahm. Hammer bleibt wegen der Einzelheit des Falles darin zurückhaltender.

Wir haben hier ganz gleiche Verhältnisse für das Verhältnis zwischen Kalk- und Tonglimmerschiefer des Tauernwestendes schon vielfach festgestellt.

2. Quarzphyllit.

Bei der Ausscheidung des Quarzphyllits wurde ebenfalls der petrographische Standpunkt festgehalten, aus den oben für eine derartige Revision und Kartierung des Kalkphyllits angeführten Gründen. Es ist einerseits bequemer für die Arbeit im Felde und für die Verständigung über den petrographischen Begriff Quarzphyllit, wenn man Typen ganz ohne diffuses Karbonat oder höchstens mit Spuren eines solchen zusammenfaßt; andrerseits darf vielleicht bei krystallinen Schiefern diffuses Karbonat allgemein als ein bedeutenderes Merkmal gelten als Quarz; denn für die Erwerbung des Karbonats durch Metamorphosen entfällt eine Anzahl von Gelegenheiten, welche für sekundäre Anreicherung mit Kieselsäure gegenwärtig hypothetisch bestehen.

Es ist hier zunächst zurückzuverweisen auf manches, was oben über Quarzit, Tonschiefer und Quarzphyllit gesagt wurde. Das Gestein, welches dort mehrfach (vgl. p. 11 [267] ff.) als untrennbar von Quarzit und Tonschiefer bezeichnet und Quarzphyllit genannt wurde, ist vom sozusagen klassischen Quarzphyllit des Vikartals bei Innsbruck nicht zu trennen. Der Quarzphyllit zum Beispiel, welcher mit Quarzit und Tonschiefer die Schoberspitzfalte einhüllt, den Talgrund erreicht und mit den Tuxer Wacken durch Übergänge verknüpft ist, läßt sich von Quarzphyllittypen südlich von Innsbruck im Handstück nicht unterscheiden.

Im Profil über den Wanglspitz bei Lanersbach geht aus massigem Quarzit, indem derselbe schieferig, knauerig und phyllitisch wird, derselbe Quarzphyllit hervor wie an der Geierspitze sowohl über als unter dem Dolomitkeil. Dieser »Tarntaler« Quarzphyllit der Geierspitz-Südwand stimmt auf das vollkommenste überein mit dem Quarzphyllit der Knappenkuchel der Stipler Alm (Navis), der Hennensteige (Wattental), des Nößlacher Joches, kurz mit F. E. Sueß' karbonischem Quarzphyllit und mit F. Frech's Quarzphyllit, welcher die Trias seiner Karte zwischen Obernberger See und Sandjoch begleitet. Ganz dieselben Typen aber kann man dem Quarzphyllit des Vikartales bei Innsbruck entnehmen.

Der erwähnte Quarzphyllit, welcher die Frech'sche Trias unter dem Sandjöchl umhüllt, wird in der Nähe derselben kalkphyllitisch, ist in den Kalk der Trias eingefaltet und geschoben und zeigt an solchen Stellen ein bändriges Gemisch beider Gesteine, einen rechten Tarntaler Typus.

Der Quarzphyllit der Geierspitz-Südwand enthält einen Typus, welcher ganz unverkennbar durch friktionäre Mischung eines schwarzen Tonschiefers und weißen Quarzites zum Quarzphyllit wurde, was sich schon an gut gewähltem Handstücke zeigen läßt.

F. Sueß' karbonischer Quarzphyllit über dem Kalkphyllit der Griffalm ist oft kalkfrei, serizitisch-wackig, gut durchgeschiefert. Man kann in ihm, wie bemerkt, den Quarzphyllit der Geierspitz-Südwand erkennen. Vielleicht darf man besonders von hier aus beachten, daß der Serpentin der Sattelspitze (nördlich von Mauls) ziemlich ähnliche Nachbarn hat wie der Tarntaler Serpentin, nämlich oft quarzitischen Quarzphyllit und Wackengneis, und also auch bezüglich der Serpentine schon Anhaltspunkte für den Vergleich zwischen Süd und Nord vorliegen, während allerdings der eingehende petrographische Vergleich noch aussteht und die auffälligen roten Schiefer unter dem Reckner Serpentin bei keinem Serpentin im Süden bis jetzt gefunden wurden. Die Quarzphyllite im Verband mit dem Hochstegenkalk, den Quarziten und Wacken der Tuxer Zone wurden schon oben besprochen (vgl. p. 12 [268].

Es bleibt dem noch anzufügen, daß zwischen »Hochstegenquarzit« und Tuxer Porphyrgneis manchmal (Lange Wand) auch dunkler Quarzphyllit auftritt neben dem herrschenden serizitischen Schiefer. Die nahen Beziehungen zwischen Quarzphyllit und schwarzen Graphitquarziten sind von jetzt ab für Vergleiche zwischen dinarischem und ostalpinem Quarzphyllit (im Sinne E. Sueß') insofern im Auge zu behalten, als die schwarzen Kieselschiefer vorpermischen Alters (vgl. Rothpletz L. 26) im Brixener Quarzphyllit den erwähnten oft recht ähnlich sind.

Höher krystalline zweiglimmerige Flaserphyllite bis Phyllitgneise aus der Umrandung der Hochfeilergneise (Wiener Hütte, Pfunderer Röthespitze) entsprechen ganz gleich ausgebildeten in der Sengeser Kuppel (Kramerspitze) und in der Rensenzone (zum Beispiel Sengeser Säge) und sind ebenfalls im Vikartal zu finden, weshalb sie hier angeführt werden.

Wie Kalkphyllit kann man Quarzphyllit in der Tonglimmerschieferhülle der Maulser Trias finden, ganz in Übereinstimmung mit der Deutung, welche den übrigen Gliedern dieser Zone oben gegeben wurde. In den Quarzphylliten bis Phyllitgneisen der Linie Tuxer Joch—Nopfspitze (Wildlahnertal) darf man bei der Übereinstimmung in den übrigen Gliedern einen Anklang an das Weißhornprofil (Sarntal) erblicken.

Über dem Pflerscher Kalkkeil beteiligen sich am Aufbau des Santigjochs Quarzphyllite bis Glimmerschiefer mit Granaten (Quarzphyllit der Frech'schen Karte), welche zu den Granatglimmerschiefern des Roßkopfes durchaus nicht in dem Gegensatze stehen, welchen Frech's Karte hier zum Ausdruck bringt. Dasselbe muß schon nach den bisherigen Begehungen bezüglich des Gegensatzes zwischen dem »Karbonphyllit« des Nößlachjochs und dem Quarzphyllit des Santigjochs gesagt werden: sie können im ganzen keineswegs das Kartenbild rechtfertigen. Frech's Karte ist darin im Recht, daß das Santigjoch als Quarzphyllit neben den Pfunderer Quarzphyllit gestellt wird, insofern als letzterer nicht selten Quarzphyllit-Glimmerschiefer mit Granaten führt. Aber gerade darin prägt sich im Pfunderer Gebirge die Tatsache aus, daß die übliche strenge Scheidung zwischen Quarzphyllit und Stubaier, beziehungsweise Ötztaler Glimmerschiefer wenig zu begründen ist. Ganz untunlich ist es, Glimmerschiefer und Quarzphyllit an der Linie Sterzing—Gossensaß durch eine Bruchlinie zu trennen, nur weil an einzelnen Aufschlüssen Granatglimmerschiefer an Quarzphyllit stößt; denn es ist nicht zu entscheiden, ob ein solcher Granatschiefer dem Pfunderer Phyllit oder den Roßkopfschiefern angehört. Ganz ebensowenig besteht der Gegensatz zwischen den Schiefern des orographisch linken Ridnauner Talhanges (Glimmerschiefer Frech's) und den Schiefern, welche Frech's Karte am Pfitschjoch als Grenzschiefer bezeichnet; darauf wird weiter unten ausführlicher zurückzukommen sein.

Mehrfach wurde schon die Frage berührt, ob sich der Kalkphyllit in der Tat unter oder über den Quarzphyllit stratigraphisch einstellen lasse. Jedenfalls ist diese Frage nicht durch den Hinweis auf einen oder selbst mehrere Querschnitte zu beantworten, denn es dürfte sich neben jeden Fall einer Überlagerung kalkphyllitischer Typen durch quarzphyllitische leicht ein Beispiel für das umgekehrte Verhältnis stellen lassen. Wenn nach F. Frech am Hühnerspiel bei Gossensaß Quarzphyllit über Kalkphyllit liegt,[1]

[1] Bezeichnend für die Unsicherheit in der Bezeichnung Quarzphyllit und Kalkphyllit ist der Umstand, daß Diener (L. 10) erade diesen Quarzphyllit Frech's als Kalkphyllit bezeichnet hat. Es ist kein Zweifel daran möglich, daß sich der typische Kalk-

so werden Bedenklichkeiten wie die unten angeführten[1] herantreten. Außerdem aber sind die Schiefer der Tuxer Grauwackenzone und andere von Frech noch als Kalkphyllit gefaßte Schiefer viel silikatischer als der von Frech als Quarzphyllit kartierte Schiefer des oberen Daxkars (Brenner). Ferner wird am Hochfeilerquerschnitt, namentlich inder Südhälfte, der breite Mantel kalkfreier metamorpher Tonschiefer und Tonglimmerschiefer auffällig, welcher zwischen dem Tuxer Marmor (Hochstegenkalk) und dem typischen Kalkphyllit eingeschaltet ist. Im Sinne der hier versuchten Analyse kann der Tuxer Marmor (Hochstegenkalk) nicht als das unterste Marmorlager des Kalkphyllits bezeichnet werden, da unter seinen Begleitern kalkphyllitische Lagen ganz allgemein gegen silikatische (Grauwackengneis, Quarzit, Quarzphyllit, Tonschiefer mit Granaten) zurücktreten und Kalkphyllit erst über diesen zu ansehnlicher Entwicklung gelangt.

Was den Vergleich der nicht analysierten Quarzphyllitgebiete südlich von Innsbruck mit dem schon bearbeiteten Areal anlangt, so bleibt noch rückschauend zusammenzufassen, daß der Innsbrucker Quarzphyllit Pfitscher Dolomit, Glimmermarmor, Grünschiefer, Quarzit, Graphit und sehr oft diffuses Karbonat enthält. Die Übereinstimmungen mit Typen der Schieferhülle, der Rensenzone und der dazwischenliegenden Pfunderer Phyllite sind unverkennbar. Die tektonische Verbindung der Glieder des Innsbrucker Quarzphyllits ist noch unbekannt. Im Quarzphyllit, welcher nach Adolf Pichler und Ohnesorge (L. 23, p. 175) die Ötztaler Gneise der Hochedergruppe untertieft, werden von letzterem Forscher Bänderr kalk, dolomitischer Kalk, Cipollin, karbonatreiche Chloritschiefer, Porphyroide, Epidotschiefer, Chloritschiefer aufgezählt, womit Ohnesorge's Quarzphyllit dem Quarzphyllit der Schieferhülle ebenso nahe zu stehen kommt als er z. Teil den Gebilden der nun zu besprechenden Maulser Gneiszone zu stehen scheint.

Man gelangt vor eine neue wichtige Reihe von Fragen, wenn man nun die Silikatschiefer zwischen der Rensenzone und dem Brixener Granitit in Betracht zieht. Dieser Streifen enthält außer Maulser Trias und ihren nächsten Nachbarn Quarzit, Tonschiefer, Kalkphyllit, »Wackengneis« (Verrucano) und Tonglimmerschiefer noch die Phyllitgneise und mineralreichen Glimmerschiefer Teller's (vgl. die Teller'sche Karte und L. 29), Gneise, Amphibolite, Augengneise, Granit und Pegmatit. Wenn man von der ersten Gruppe dieser Gesteine, welche schon stratigraphisch vergleichend behandelt wurde und deren tektonische Einschaltung zwischen die Glieder der zweiten Gruppe seit Teller erkannt ist, absieht, so bleibt, was hier als »Maulser Gneiszone« weiter betrachtet wird. Hierher gehören die vieux gneis, welche Termier bei Sprechenstein als Beginn der zone interne markierte. Es sind die Gesteine, welche für E. Sueß die Wurzelregion der ostalpinen Decke bezeichnen.

Die mineralreichen Glimmerschiefer (Granat, Staurolith, Cyanit) sind sowohl unter als über der Maulser Triaseinschaltung mit ihren Begleitern zu finden, im Rensenprofil noch in der eigentlichen Rensenzone über dem intrudierten Kalk.

Petrographisch fand ich auch unter den mineralreichen Greiner Schiefern der Schieferhülle bis jetzt nichts, das sich ihnen ungezwungen gleichstellen ließe; dagegen sind die Staurolithschiefer des Patscherkofl bei Innsbruck nicht außeracht zu lassen.

Außer solchen Fremdlingen enthalten aber die Maulser Gneise obiger Definition zum Beispiel im Eggertal in der Nähe des Granits und weiterhin gegen Westen oft sehr mächtige Lagen dichten, bräunlichen, sehr kompakten Quarzitschiefers, dunkle Tonschiefer und entschieden quarzphyllitische Typen, deren Vergneisung gegen den Kontakt mit hornblendefreien »Tonalitgneisen« und deren Injektion mit Pegmatit in den Schluchten des Eggertals zu beobachten ist.

Im Rahmen dieses stratigraphischen Überblickes sind einige Verhältnisse am Nordsaum der Brixener Masse hervorzuheben, welche bei einer früheren Behandlung dieses Saumes der damals gestellten Aufgabe entsprechend zwar verzeichnet, aber nicht publiziert wurden.

---

phyllit, wie er zum Beispiel im Steinbruch gegenüber der Haltestelle Schelleberg erschlossen ist, mit den Pfunderer Phylliten wechselnd wiederfindet (sehr schön nördlich vom Plattspitz und an der Narrenspitze). Erklärt man aber etwa hier den raschen Wechsel und selbst die petrographischen Übergänge tektonisch, so kommt dieselbe Erklärung für die Aufschlüsse am Brenner ganz ebenso in Betracht.

Für diesen Saum sind in der Nachbarschaft des Tonalitgneises quarzitische Lagen im Phyllitgneis neben den Kalken und schwarzen Schiefern von Mauls bis Meran ausdauernd und bezeichnend. Der Quarzit bildet oft mächtige Bänke über dem Kalk (zum Beispiel Gruip bei Aberstückl), die schwarzen, oft weichen, ganz tonschieferähnlichen Schiefer (zum Beispiel kurz vor dem Steinerhof im Hirzergehänge) können dem Kalk ebenso eingelagert sein, wie dieser untergeordnete Lagen in ihnen bilden kann. Die beiden sind parallel durcheinander geschaltet.

Dasselbe gilt noch für den Iffinger Nordwesthang und es gewinnt dort die saure magmatische Imprägnation der mineralreichen Glimmerschiefer unverkennbaren Einfluß auf größere Schichtmächtigkeiten. Die Amphibolite dieses Saums und namentlich ihre engen Beziehungen, ja Übergänge zu Tonalitgneisen findet man in der früheren Arbeit schon erwähnt (p. 728).

Hammer's eingehende Darstellung Südwesttirols erlaubt (L. 18, p. 5) mit Sicherheit ganz dieselben Verhältnisse in der Tonalegruppe wiederzuerkennen. Man hat hier wie dort die durch pegmatitische Durchtränkung glimmerschieferähnlich gewordenen Phyllitgneise und Quarzitserien, hier wie dort die schwarzen Schiefer, welche Trener (L. 42, p. 413) aus Salomon's Edoloschiefer (oder Quarzlagenphyllit) am Nordsaume des Adamello beschreibt und welche nach Novarese (Trener l. c.,) Karbon und Mesozoikum sein können. Die Begleiter des Brixener Tonalites am Nordsaum des Brixener Granitits sind Salomon's Tonaleschiefer, von welchen dieser Forscher 1901 (Sitz. Ber. Berl. Akad. VIII, p. 170) vermutet, daß sie Trias und ältere Bildungen dynamometamorph enthalten.

Hammer lehnt (l. c. p. 6) diese Deutung ab und setzt diese Gesteine mit den Laaser Schichten zwischen Gneis und Phyllit. Damit, daß auch Hammer die Marlinger Kalke und Gneise heranzieht, ist der Zusammenhang zwischen Tonaleschiefern und einem Teil der »Maulser Gneise« auch von ihm hergestellt.

In voller Übereinstimmung mit Hammer's Gleichstellung der Tonaleschiefer und Laaser Schichten wurde oben schon (vgl. p. 10 [266]) der Vergleich der Maulser Gneiszone mit den Laaser Schichten begonnen.

Die Mineralglimmerschiefer der Laaser Schichten (L. 17, p. 502 ff.) zwischen Phyllitgneis und Quarzphyllit bildet unter den von Hammer aus Südwesttirol beschriebenen Schichten das einzige genaue Analogon der Penser Mineralglimmerschiefer, noch dazu in deren direktem Streichen gelegen.

Die Laaser Schichten enthalten Quarzit, Marmor und echte Albitchloritgrünschiefer neben Amphibolit. In den Maulser Gneisen können wir Quarzit, Amphibolit und Marmor nicht nur längs der Triaseinfaltung finden. In der Schieferhülle waren die drei Gesteine reichlich vertreten. Sie sind also für keine der Gruppen Quarzphyllit, Laaser Schichten, Phyllitgneis bezeichnend und diese Gruppen gegeneinander auch sonst nicht scharf abgrenzbar. Dem scheint am besten die Fragestellung zu entsprechen, ob nicht zwischen diesen dreien der Unterschied im Grade oder in der Art ihres Metamorphismus zu suchen sei.

Schließlich bleibt noch einiges über die Schicksale des Quarzphyllits in der Literatur des Gebietes anzufügen. Denn man darf einen Teil der Verwirrung am Tauernwestende dem Mangel einer Revision älterer Urteile und Definitionen durch spätere Forscher zuschreiben.

Für Rothpletz war »das gänzliche Fehlen echt klastischer Bestandteile« das Merkmal des älteren Phyllits und also auch des Quarzphyllits (L. 26, p. 16 ff.).

Dagegen geht mit dem Fortschritt der Analyse bei Frech (p. 11) der Quarzphyllit bisweilen in grauwackenartiges Gestein über und es erscheint der Grauwackengneis von der Flatschspitze am Brenner auf der Karte als Quarzphyllit, im Text als Granatphyllit und in einem Profil als Glimmerschieferfacies des Quarzits. Wogegen sich nichts einwenden läßt.

Es wird hier zweifelsohne von Frech die oben im Verlauf verfolgte Grauwackenfacies als Quarzphyllit anerkannt.

»Als Quarzphyllit bezeichnet man die höheren, des Kalkgehalts ermangelnden Teile der Schieferhülle« (Frech, p. 73), die Grauwackenfacies ist aber, wie bemerkt, ganz allgemein unter die Haupt-

entwicklung des Kalkphyllits einzustellen und der Hochstegenkalk muß nun auch im Sinne Frech's als ein Begleiter der silikatischen Quarzphyllitserie erscheinen.

Die Phyllite des Verrucano in Hammer's Ortlerarbeit (p. 155) entsprechen den Phylliten der Permokarbonwacken.

Ebenso schwer wie sich zum Beispiel der Quarzphyllit unserer Übersicht vom übrigen Quarzphyllit abtrennen ließe, scheint die Abtrennung eines Verrucanohorizontes mit Psammiten und Phylliten wenigstens nach den bisherigen Arbeiten Hammer's in Südwesttirol möglich zu sein. Wenn Hammer (l. c. p. 519) den Gips des Pedertals noch zum Quarzphyllit und nicht mehr zum Verrucano rechnet, so scheint damit der letzte primäre Unterschied zwischen den beiden Horizonten wegzufallen.

Dieser Gips ist höher krystallin, also vielleicht im Vergleich zum Verrucanogips im gleichen Sinne verändert wie der »Verrucano« in seiner Form als Quarzphyllit?

Die Eisendolomite des Verrucano im Ortler (Zumpanell) als Vertreter des ganzen Verrucano und an der Rimmsspitze in Hangendverrucano (Hammer, L. 16, p. 373) lassen sich jetzt recht wohl mit den karbonischen Eisendolomiten F. Sueß' vergleichen, und wahrscheinlich weiterhin mit Schwazer Dolomit.

Nach Hammer (L. 17, p. 515) wird der Laaser Quarzphyllit, der dem Nordtiroler gleichsteht (p. 513) dem Kalkphyllit teilweise äquivalent. Dem entspricht es, daß hier der Quarzphyllit, welcher in der Schieferhülle unter dem Kalkphyllit liegt, hervorgehoben wurde.

Nach Stache liegen im Gegensatze zu Hammer die Laaser Marmore über dem Quarzphyllit. Dem entspräche in der Rensenzone die Stellung der Marmore über den Maulser Phyllitgneisen etc., wogegen der äquivalente Tuxer Marmor der Schieferhülle, wie ausgeführt, häufig eine starke Entwicklung des Quarzphyllits über sich zeigt.

IX. Augengneise.

F. Teller hat auf Blatt Sterzing mit der Ausscheidung eines Streifens »lamellare quarzitische Streifen und Knotengneise« die Beteiligung von Augengneis am Maulser Gneiszug hervorzuheben begonnen und gerade durch den Verlauf dieses Streifens zwischen Niederflans und Sprechenstein die Lage der Grenze zwischen Tonglimmerschiefer und Gneisen richtiger gekennzeichnet als dies nachmals durch Termier's Profile geschah. Augengneis bezeichnet aber nicht nur die Rensenzone in Gesellschaft aplitischer Gneise (Sprechenstein, Sengestal) und ganz unverkennbarer Tauerngneise (zum Beispiel (Stinnalm im Valsertal), welch letztere Tatsache wohl Rothpletz im Querschnitt berührt, wenn er an der Rollspitze im MeranserTal den Glimmerschiefer der Tauern wiederfindet. Sondern man findet Augengneise mit bis dezimetergroßen Feldspaten auch im Gneiszug westlich der Eisaklinie, welche sich im Habitus manchen Knollengneisen nähern und die Verbindung mit den Augengneisen von St. Leonhard im Passeier und weiter denen des Tschigat bei Meran und mit den kürzlich von Hradil petrographisch beschriebenen des Schnalstales (Jahrb. d. Reichsanst. 1909, p. 669) wirklich herstellen; wie denn Becke schon 1899 (Anz. d. Akad. II, p. 8) den Tschigatgneis mit den Antholzer Gneisen gleichstellte. Ein größeres nicht kartiertes Augengneislager streicht nordwestlich von der Sailespitze im Seiterbergtal bei Gasteig durch. Die neue Jaufenstraße hat über St. Leonhard prächtige Aufschlüsse geschaffen. Ebenso sicher wie die Beziehung zwischen Vinschgauer und Antholzer Augengneisen und Gneisen besteht, nach den Untersuchungen Ohnesorge's in der Hochedergruppe (Verh. d. Reichanst. 1905, Nr. 7 und 8, p. 130), die von Teller (V. R. A. 1878) behauptete Äquivalenz der Tschigatgneise und Augengneise von St. Leonhard mit den Ötztaler Gneisphylliten.

Stache hat 1873 (Verh. R. A., p. 222) die Gleichartigkeit der Ausbildung von Gneisen, insbesondere Augengneisen im Ötztal und im Zillertaler Hauptzug betont. Es kann nicht übersehen werden, daß für eine Äquivalenz gewisser Zentralgneise der Tauern und der Ötztaler Alpen schon jetzt vieles spricht, obgleich diese Kardinalfrage erst durch ausgedehnte weitere Arbeiten entschieden werden kann.

Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht die durch eine ganze Reihe von Schichtgliedern erwiesene zweifellose Gleichwertigkeit der Schieferhülle nächst den Zentralgneisen und der Rensenzone, das heißt der Grenze zwischen Pfunderer Phyllit (Kalkphyllit und Quarzphyllit) und den Maulser Gneisen.

Wenn man diese Maulser Gneise als zentrale Tauerngneise betrachtet, wofür, wie erwähnt, einzelne gemeinsame Typen sprechen, so wird wenigstens nach der bisherigen Ausdehnung meiner Aufnahmen auch eine Horizontierung der Augengneise möglich und eine an Hammer's Ergebnisse sehr anklingende. Es enthalten die Tauerngneise, wie es scheint besonders in ihren oberen Lagen, Phorphyr- und Augengneise, welche demnach eine verschieden mächtige Reihe silikatischer Typen über sich haben, in denen wir Quarzphyllit anerkennen müssen (vgl. p. 36, 38, 39 [292, 294, 295]). Die Verbreitung dieser Augengneise und Phorphyrgneise bevorzugt den unteren Quarzphyllit. Wie die Maulser Gneise untereinander verschiedenwertig sind und Interferenzen verschiedener Intrusionsepochen erkennen lassen (vgl. diesbezüglich L. 29). so bilden auch die Zentralgneise keine Einheit (vgl. diesbezüglich auch L. 28).

Die Augengneise des Vinschgau sind, falls sie als Ergüsse gedeutet werden, wozu Hammer neigt, eine Facies des unteren Quarzphyllits (L. 17, p. 514), aus welcher Hammer Geröllschiefer- und Grauwackenähnliches erwähnt und der letzte Umstand rückt sie der Schieferhülle wieder durch direkten Vergleich nahe.

Aus Trener's Profil und Karte (L. 42, p. 410—412) läßt sich entnehmen, daß auch der Augengneis von Stavel analog den Angelusgneisen und den Augengneisen der Maulser Zone und der Tauern ein asymmetral eingeschaltetes Lager ist über liegendem Phyllitgneis und schwarzem Kohlenstoffschiefer, Quarzit und Quarzphyllit im Hangenden, wobei überdies Trener die Bildungen im Hangenden als Grauwacke deutet. Demnach fügen sich die Augengneise dem bisher entstandenen Bilde mit auffallender Konstanz des Horizontes ein und einer modernen petrographisch vergleichenden Behandlung der fraglichen Typen würde damit eine ganz besondere geologische Bedeutung zukommen.

Durch den Umstand, daß die Tauernaugengneise nunmehr in den gleichen Horizont eingestellt wurden, wie die Augengneise des Vinschgaus und des Ötztals werden sich die Hauptargumente Hammer's für die Ergußdeckennatur der Vinschgauer Augengneise auf die Tauern ausdehnen.

Nach Hammer's neuester Publikation (Jahrb. d. R. A. 1910, p. 724) halten die Laaser Augengneise die Grenze Quarphyllit — Phyllitgneis nur ungefähr ein, wie bei einer so unscharfen »Grenze« übrigens zu erwarten.

Mit den Parallelen, welche wir zwischen Hammer'schem »Verrucano«phyllit und manchen Quarzphylliten der Schieferhülle zogen, stimmt die Nachbarschaft der Augengneise beiderseits vielfach überein.

Hammer hat ferner Rofnaporphyr herangezogen. Ich kann, ohne freilich denselben zu kennen, nur beifügen, daß der Porphyroidgneis in der Tuxer Wacke beim Kaiserbrünnl von einem Kenner des Rofnagesteins mit diesem verwechselt wurde und gewisse Tuxer Porphyroide einem mir vorliegenden Handstück des Rofnaporphyroids sehr gleichen und sich auch im Schliffe nur durch geringeren Quarzgehalt unterscheiden.

X. Greinerschiefer.

(Pfitscherschiefer Pichler's.)

Von den Schiefern, welche die außerordentliche Mannigfaltigkeit eines petrographischen Querprofils durch den Greinerzug am Pfitscherjoch ergeben, wurden schon hervorgehoben und in ihren weiteren Zusammenhängen verfolgt die Granatentonschiefer des Hochsteller und die Knollenschiefer mit »Konglomeratstruktur« (F. Becke) des Haupentals und der Hochfeiler Schieferhülle.

Die übrigen Typen werden entweder durch große Idioblasten von Glimmer und Hornblende oder durch Rhomboeder eines meist eisenhaltigen Carbonats bei Albitgneis- bis Glimmerschiefer-Konstitution besonders auffallend. Darin, daß sich diese Merkmale durchkreuzen, indem zum Beispiel Garbenschiefer mit und ohne spätiges Carbonat, mit dichtem gneisigem oder mit weichem, glimmerreichem Grund-

gewebe, mit oder ohne Granat vorkommen, besteht der ganz außerordentliche Reichtum an petrographischen Spielarten, welcher die Greinerschiefer (Pfitscherschiefer der Pichler'schen Aufsammlungen im Innsbrucker geologischen Institut) schon früh unter Sammlern berühmt gemacht hat. Die Schiefer mit spätigem Carbonat, deren Charakter sich übrigens, wie bei den Garbenschiefern, bald einem Albitgneis, bald einem glimmerreichen Phyllit nähert, werden hier als Spatschiefer bezeichnet. Beim Vergleich derartiger Spatschiefer erscheint das Carbonat in dieser Form als eine von den übrigen makroskopisch ersichtlichen Gesteinscharakteren ziemlich unabhängig zur Ausbildung gelangte Eigenschaft. Dasselbe wurde bezüglich der Hornblendegarben hervorgehoben. Im Schlegeisgrund läßt sich Garbenführung an folgenden auch sonst durch petrographische Übergänge verknüpften Schiefern beobachten: Knollengneis, mittelkörniger Flasergneis, seidenglänzende, etwas Plagioklas führende Spatschiefer, Tonschiefer. Darin kommt die Unmöglichkeit, die Greiner Schiefer geologisch voneinander zu trennen, zum Ausdruck. Wo im Schlegeistal die Garbenschiefer Konglomeratstruktur zeigen, bleiben die geröllartigen Knollen von den Hornblendegarben in augenfälliger Weise frei.

Die Verbreitung dieser Greinerschiefertypen läßt sie nicht als ein Charakteristikum des Greinerzuges allein erscheinen, sondern hilft wesentlich die Äquivalenz der Zonen festigen, zu deren Gleichstellung der Vergleich anderer Glieder schon geführt hat. Es entspricht den erwähnten nahen Beziehungen zwischen Knollengneisen, Garbenschiefern und Spatschiefern am Pfitscherjoch, daß mit den Tuxerwacken und Geröllgneisen der Tuxer Zone Garbenschiefer (Krierkar) und Spatschiefer (als Einlage im Geröllgneis zwischen Schmittenberg und Riffler) wieder auftreten.

F. Becke hat 1897 (L. 3, p. 11) vermutet, daß der Hochstegenkalk mit den Serizitgrauwacken und kohligen Phylliten jünger sei als die Greinerschiefer.

Wenn man die Untrennbarkeit der Tuxer Wacke vom Tuxer Knollengneis, in dem hier die Spatschiefer liegen, bedenkt, so verwischt sich diese Altersgrenze, und die Fälle, in welchen (zum Beispiel Hochfeiler) Greiner Schiefer über Tuxer Marmor liegen, erscheinen nicht mehr paradox.

Gleich nördlich vom Kalk der Rieperspitze liegt noch ganz unverkennbar derselbe Gneis mit spätigem Karbonat, wie in der Hochfeilerhülle bei der Wiener Hütte, wie denn überhaupt derartige für die Grenze gegen Zentralgneis bezeichnende Typen in der Linie Tuxerjoch—Hoher Nopf mehrfach erkennbar sind.

Die Tonglimmerschiefer mit quergestelltem Biotit und mit Granat wurden bereits in ihrem Verlauf von außen in den Greiner Zug (Hochsteller) verfolgt und in der Hochfeilerhülle wiedergefunden, nachdem der fremdartig mächtige Grünschiefermantel des Hochfeilers nach innen durchschritten war.

Außer diesen Mineraltonschiefern der Greiner Serie treffen wir im Bereich der Wienerhütte aber auch die übrigen Greinertypen: Garbenschiefer zwischen den beiden Marmorlagen, hoch krystalline albitreiche Spatschiefer, die seidenglänzenden Spatschiefer. Hier wie in der übrigen Hochfeilerhülle bis zum Profil über die Nopfspitze im Süden ist damit die Entwicklung der Greinerserie in allen markanten Typen nachgewiesen.

Sie tauchen ferner in bester Übereinstimmung mit den übrigen Typen im Kern der Schieferhülle des Sengestalhintergrundes auf und sind dort im Graben zur Oxenalmspitze ausgezeichnet erschlossen.

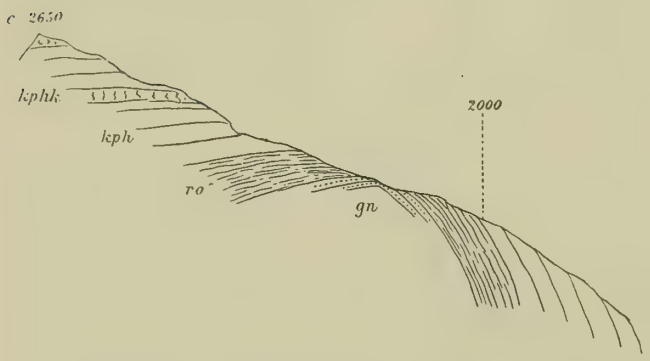
An der Grenze zwischen Kalkphyllit und Spatschiefer mit gneisigem Habitus beobachtet man einen ziemlichen raschen Übergang an den Grenzen der beiden konkordanten Gesteine. Beide Gesteine sind in typischer Ausprägung in Lagen von geringer Mächtigkeit einander eingeschaltet. Beiden Gesteinen sind zum Teil ganz gleiche Grünschiefer gemeinsam, die Spatschiefer enthalten noch Linsen von gelbem Pfitscher Dolomit. Gleiche Typen untertiefen noch flach nordfallend die Phyllite des Saun bei Afens. Garbenschiefer wurden bis jetzt in der Sengeser Kuppel nicht festgestellt, doch ist die Übereinstimmung der Carbonatglimmerschiefer und -gneise mit denen des Telfser Grates und des Hochfeilers eine ganz vollständige und von ersterem sind garbenführende Facies untrennbar.

Ebenso wie an der Grenze der Tauerngneise sind Greinerschiefer in der Rensenzone entwickelt. Man trifft weniger auffallende Typen schon von Sprechenstein an, grobspatige vom Typus der Sengeser

Kuppel bei Gansör zwischen Glimmerschiefer und nördlichem Kalkphyllit, Garbenschiefer weiter östlich am Großen See und den groben Spatgneis noch bei Pfunders nördlich von der Furkel in Gesellschaft der übrigen schon beschriebenen Tauerngesteine. Endlich tauchen solche Gesteine mit den Kalkschiefern in der Hülle des Serpentins der Sattelspitze südlich von Punkt 2650 auf. Da sowohl nördlich als südlich vom Serpentin quarzphyllitische und grauwackengneisartige Gesteine auftreten, erinnert diese Gruppe an die untere Schieferhülle.

Fig. 12.

Ostgrat der Oxenalpspitze.



gn = Albitgneise.

ro = Greinerschiefer mit Karbonatrhomboedern.

kph = Kalkphyllit.

kph k = Kalkreiche Zonen des Kalkphyllits.

Auftauchen der Gneise und Greinerschiefer im Hintergrund des Sengestales.

Aus den Innsbrucker Sammlungen ergibt sich, daß schon Pichler »Pfitscherschiefer« mit dem Fundort Ötztal kannte. F. Teller folgt 1878 (L. 37 p. 64) den Grundlagen Stache's und betrachtet die Kalkphyllite des Blattes Sölden-St. Leonhard als Äquivalente der Schieferhülle. J. Blaas hat auf seiner Übersichtskarte der tirolischen Landesaufnahmen (l. c., p. 8) sich dem angeschlossen. F. Becke hat 1899 (L. 5, p. 8) im Pfelderstal bei St. Leonhard im Passeier die Greinerschiefer wieder erkannt und ebenso am Roßkopf bei Sterzing.

Andrerseits durften nach Diener (L. 9, p. 425) die Kalkphyllite des Gurglertals keineswegs dem Kalkphyllit der Tauern gleichgestellt werden. Frech hat die Roßkopfschiefer als Facies des Ötztaler Glimmerschiefers betrachtet (L. 11, p. 53 und 4). Die begonnene Neuaufnahme des Ridnaunstales hat schon jetzt für eine weite Verbreitung der Greinerschiefer im Ridnaun, und da die Greinerschiefer als typische Schieferhüllengesteine erkannt sind, für F. Teller's Auffassung der fraglichen Gebilde entschieden.

Wo der Weg auf den Roßkopf den Grat erreicht, trifft man den aus der Schieferhülle auch vom Pfitscherjoch bekannten Quarzphyllit. Folgt man dem Telfsergrat gegen Westen und steigt durch das gut erschlossene Geschröfe gegen Valming, so bleibt kein Zweifel an der Identität dieser Schiefer und der Greinerschiefer. Man findet von oben nach unten in flachliegender Serie: Garbenschiefer, kalkhaltigen Albitgneis, Gneis mit Carbonatrhomboedern, Calcitknauern und Garben-Granatglimmerschiefer, Grauwackengneis.

Während von Boden im Pflerschtal bis zum Tribulaun Greinerschiefer fehlen, begegnet man im Profil durch das Alrisstal unter den feinkörnigen deutlichen Biotitglimmerschiefern und -gneisen schon Anklängen an Greinertypen durch gewisse Biotitidioblasten in seidengrauem Glimmerschiefer mit Carbonatknauern.

Von der Maratschspitze gegen Innerridnaun absteigend, trifft man unter den flach nordfallenden Biotitglimmerschiefern bis -gneisen durch petrographische Übergänge verbunden und in vollkommenster Konkordanz Garbenschiefer mit zum Teil biotisierten Garben und weiche Granatglimmerschiefer, welche auf der Pflerschtalerseite vollständig fehlen. Die Garbenschiefer sind von denen des Greinerzuges, zum Beispiel in der Floite, ununterscheidbar. Man trifft dann den erwähnten ausdauernden Zug von Pfitscher

Dolomit und Marmor und unter diesem eine ganze Reihe von Greinerschiefertypen Diese. Greinerschiefer von Inner-Ridnaun lassen sich im Streichen mit den Roßkopfschiefern in Verbindung bringen.

Es wird in dieser Arbeit auf Grund der Zusammenhänge im Streichen und der Übereinstimmung in gewissen Schichtgliedern mehrfach die Hypothese vertreten, daß die »Hüllen« der Tuxergneise der Zillertalergneise und der Maulsergneise äquivalent seien. Im einzelnen, zum Beispiel in der wichtigen Frage, ob sich in den hochkrystallinen Albitgneisen mit Carbonat des Hochfeiler etc. die Tuxergrauwacken wiederfinden lassen und in welchem Stadium der Veränderung, muß auf weitere im Gang befindliche mikroskopische Studien verwiesen werden.

XI. Zentralgneise.

Ein Teil der wahrscheinlichen Paragneise unter den Zentralgneisen wurde schon bei Besprechung der psephitischen und psammitischen Bildungen als Konglomerat- und Grauwackengneise, welche ohne Spuren von Intrusion mit Orthogneisen wechsellagern, erwähnt. Diese Parazentralgneise, wenn man sie noch Zentralgneis nennen will, stehen also sowohl mit den wahrscheinlich permocarbonischen Grauwacken als mit den Orthozentralgneisen in engster Beziehung.

Begeht man das Profil Kasererspitz-Olperer, so trifft man auf im Sinne obiger (siehe p. 26, 27 [282, 283]) Darstellung innere Geröllgneise, welche mit vollständig porphyrischen Lagen durch Übergänge verbunden sind. Auch Glimmerschiefer mit sehr anhaltenden quarzitischen Lagen befinden sich in dieser kuppelförmig gewölbten und vermöge der durch die verschiedenen Lagen hervortretenden Zeichnung von dem einförmigen Olperer Orthogneis sich auffällig abhebenden Serie unter den Olperer einfallender Zentralgneise.

Eine Begehung des Nordostgrates der Wildseespitze zeigt über dem von aplitischen Quergängen durchsetzten Porphyrgneis feinkörnigen, oft bänderigen geschieferten Aplit, dessen gleichmäßig dicke Lagen sich mit größter Beständigkeit über mehrere hundert Meter von etwas glimmerreicheren feinkörnigen grauen Lagengneisen abheben. Wo diese über dem Porphyrgneis ausgebreiteten Aplite denselben durchschwärmen, geschieht dies in Form oft schlangenartig gewundener, oft ein scharfes Netzwerk bildender, von wenig Zentimetern bis zur Mächtigkeit von vielen Metern schwankender, scharf oder randlich verschliert durchsetzender Gänge, welche sich namentlich aus einer Biotit-Flasergneisfacies des Porphyrgneises im Südosthang des genannten Grates gut abheben.

Es zeigt sich, daß die Schieferung des querdurchbrechenden Aplits und des durchbrochenen Porphyrs hier gleichsinnig erfolgte. Selten ist auch im Aplit durch hanfkorn- bis erbsengroße Feldspat-Einsprenglinge eine Neigung zur porphyrischen Struktur angedeutet.

Folgt man dem Hauptgrat von der Wildseespitze gegen den Wolfendorn, so begegnet man aufs neue feinkörnige graue Lagengneise mit hellen, ausdauernden Aplitlagen.

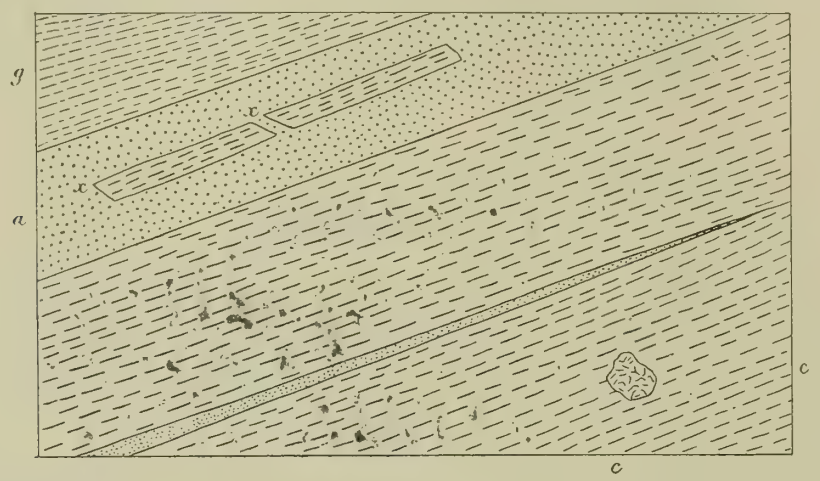
Im Profil Kaserer-Olperer beginnt die aplitische Randzone bereits zu fehlen und scheint im Hauptverbreitungsgebiet der Konglomeratgneise am Nordrand der Tuxer Gneise mehr und mehr auszubleiben, während noch im Valser Tal die ganze Zone außerhalb der ersten Serpentinen des Weges zur Gerahütte aus aplitischen Schiefern fast ohne dunkle Bestandteile gebildet wird.

In die Verbreitung von Apliten, welche nicht peripher, sondern als mächtige gefaltete Lager zwischen anderen Facies auftreten, geben die Detailprofile Schrammacher-Fußstein Einblick (vgl. p. 51 [307]).

Die Aplite in intrusiver Facies lassen sich zum Beispiel beim Aufstieg aus dem Valser Tal auf die Alpeinerscharte im köringen Granitgneis des Olperermassivs beobachten, und zwar (siehe Fig. 13 u. 14),

in einer Weise, welche zeigt, daß die Aplite, wenn nicht die Schieferung, so doch jedenfalls der heutigen Schieferung parallele Flächen leichterer Trennbarkeit im Granite bei ihrem Eindringen vor fanden und mit Vorliebe benützten. Andrerseits wird der Fortgang der Schieferung nach der Aplitintrusion durch gemeinsame Schieferung von Aplitquergängen und Porphyrgneis erwiesen.[1]

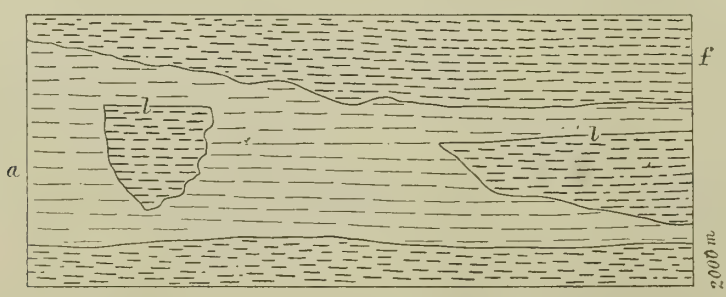
Fig. 13.



g = Granitgneis des Schrammacher.
a = Aplit, welcher *g* mit der jetzigen Schieferung gleichorientiert durchsetzt.
x = Absonderungsflächen an Gneiseinschluß nach welchen *a* den Gneis zerlegte.
c = Konkretion. (Nichtspindelige sehr seltene Form).

In der Alpeiner Scharte streicht eine mächtige Biotitschieferlage der Schrammacher Gneise zutage. Über dieser südfallenden Lage folgt heller feinkörniger aplitischer Granit, der sich von den Flasergneisen sofort sehr augenfällig unterscheidet. Manchmal tritt seine Schieferung mit abnehmendem Muskowitgehalt sehr zurück, manchmal wird er gut geschieferter Muskowitgneis und in solchen Partien wird eine Generation von aplitischen Quergängen, welche ihn durchsetzen, auffälliger.

Fig. 14.



Aplitgang *a* in Zentralgneis *f*, *a* und *f* streng in gleichem Sinn geschiefert. *a* mit eckigem (hart gebrochenem) Bruchstück von *f* und mit *f* zugleich geschiefert, muß gleichwohl an *f* schon die Flächen leichterer Trennbarkeit (siehe besonders bei *l*) vorgefunden haben. (Block von der Schrammacher Nordwand.)

Ebenso deutlich wie in den erwähnten feinkörnigen Aplitgneisen sind aplitische Quergänge in Porphyrgneis im weiteren Verlauf des »Reussischen Weges« von der Scharte zum Pfitscher Joch zu erkennen.

[1] Weinschenk hat Ähnliches mehrfach hervorgehoben.

Verfolgt man von diesem Weg aus das Profil über den Schrammacher Südgrat, so folgt (siehe Profil p. 51 [307] auf mittelkörnigen, glimmerarmen Granitgneis, denselben intrudierend, vollständig konkordant feinkörniger heller bis dunkelgrauer, seinerseits von ganz weißem Aplit reichlich durchaderter Granit-Aplitgneis stellenweise mit ausgesprochenen Lagen selbst rein quarzitischen.

Aplite treten unter den Zentralgneisen als Lager und als Gänge auf. Dafür, daß diese beiden Facies genetisch zusammenhängen, sprechen besonders die zahllosen Aplitgänge, welche den von Aplitschiefern überlagerten Porphyrgneis im Bereich der Wildseespitze (Nordostgrat!) durchsetzen.

Dagegen wurden sie als größere quergreifende Massen (Stöcke) nie beobachtet. Quantitativ ganz überwiegend über die Quergänge sind die schieferigen Lager der aplitischen Zentralgneise.

Dieselben zeigen sich bei oft geringer Mächtigkeit so ausgebreitet und beständig, daß sie zunächst lokal geeignet sind zur Eruierung tektonischer Züge, wo sie gefaltet sind.

Wo sie gefaltet sind, bilden sie mit den Hangend- und Liegendgneisen eine tektonische Einheit im strengsten Sinn.

Dadurch erweisen sich sämtliche Faltungen, welche das gegenwärtige tektonische Bild begründen, als spätere im Vergleich zur Einschaltung der Aplitgneise.

Dies bleibt ganz unabhängig davon, ob man sich für eine intrusive oder extrusive Einschaltung dieser und sämtlicher anderer Zentralgneise entscheidet.

Demnach gibt die Tektonik hier keinen Halt für Weinschenk's Annahme einer mit der Faltung gleichzeitigen Intrusion, denn es ist keine Spur von der Interferenz [1] dieser beiden Vorgänge tatsächlich erhalten.

Aplitgneise treten nicht nur randlich, sondern auch zwischen groben Flasergneisen in bedeutender Mächtigkeit auf.

Als Gänge treten Aplite auf: in allen Zentralgneisen auch in Aplitgneisen, besonders reichlich, wie es scheint in Porphyrgneisen, nirgends aber in der Schieferfülle (weder im Verrucano noch im Hochstegenkalk).

Im ganzen Gebiet Inntal-Pustertal und Brenner-Mayerhofen sind aplitische Apophysen im Kalkphylli nur in den Marmoren der Plattspitze-Gaisspitz und ihrer östlichen Fortsetzung zu finden, und zwar als Sendlinge des Garnatschgranitdiorites, über dessen Zugehörigkeit zu Tauern oder Brixner Granit oder zu beiden noch nicht entschieden ist.

Jene intrudierten Marmore entsprechen auch mit ihren Begleitern der Hochstegentrias und der Garnatschgranit steht also ganz im selben Hangendniveau wie die Zentralgneise.

Zahlreich werden Aplite und Pegmatite in den Glimmerschiefern und Phyllitgneisen Teller's, welche bei Mauls am schmalsten, im Osten die Antholzer Orthogneise und Pegmatite enthalten, und nach Westen sich, rasch breiter werdend, zwischen Brixner Granit und Maulsertrias einschieben.

In den Knollengneisen und Grauwackengneisen des Tauernwestendes wurden Aplitgänge bis jetzt nicht gefunden.

Wie von der Wildseespitze erwähnt, kommen auch unter den Apliten solche mit Andeutung porphyrischer Struktur (durch Orthoklaseinsprenglinge) vor; andrerseits lassen sich in den Gehängen der Hohen Kirche gegen das hinterste Valser Tal aplitischere Sendlinge eines porphyrischen Zentralgneises in einer Biotitgneislage desselben beobachten. Trotzdem lassen sich die porphyrischen Gneise von den aplitischen allgemein sehr gut trennen und, wo es ihre Mächtigkeit erlaubt, kartieren. Die bisherigen Aufnahmen ergaben bezüglich der Porphyrzentralgneise etwa folgendes.

Der Horizont, in welchem das Porphyrgneislager in der Griesscharte auftritt, ist der Horizont der Tuxer randlichen Zentralgneise (Dolomit, Rauhwacke, Psammitgneis, Tonglimmerschiefer, bituminöser Marmor), der Porphyrgneis selber unterscheidet sich nicht von den randlichen Porphyrgneisen des Tuxer

---

* Unter anderem erscheint auch die Konstanz der Mächtigkeit gefalteter Gneise ein ausreichender Beweis dafür, daß das System bei beginnender Faltung als ein festes vorlag, denn diese Konstanz der Mächtigkeit vermögen selbst »feste«, aber im Vergleich zum Liegenden und Hangenden sehr druckschwache Einlagen bei Faltung des Systems nicht festzuhalten.

Zuges und läßt ebenso wie diese und der Porphyrgneis der Berliner Hütte jedes Quergreifen in die Schiefer vermissen. Unter den vielen bis jetzt schon untersuchten und kartierten Porphyrzentralgneisen wurde in keinem Falle ein Quergang dieses Gesteins in seiner typischen Ausbildung oder primäre Diskordanz mit anderen Zentralgneisen gefunden, was einen wichtigen, jedenfalls festzuhaltenden Unterschied der Porphyrgneise von den Aplitgneisen ausmacht. Davon bildet auch der Porphyrgneis von der Griesscharte keine Ausnahme.

Noch besser als in der Scharte ist er im Schlegeisgrund herunten erschlossen und zugänglich. Seine Hauptmasse ist typischer Porphyrgneis, wie man ihn ununterscheidbar aus der Umgebung der Landshuter Hütte am Kraxentrager sammeln kann. Randlich gegen den Glimmerschiefer stellt sich durch Kleinerwerden der eingesprengten Feldspate eine endogene Kontaktfacis ein. Außerdem fallen mächtige Quarzlinsen auf und zahlreiche querdurchgreifende Aplite, deren einer in spärlichen Einsprenglingen die schon erwähnte Neigung zur Porphyrstruktur zeigte.

Vielleicht[1] die Fortsetzung dieses Porphyrs im Streichen nach ONO bilden die ebenfalls erst südlich von den mineralreichen Charakterschiefern des Greiner Zuges auftretenden Porphygneise der Berliner Hütte. Diese durch ihre besonders schöne aplitische Durchaderung ausgezeichneten Porphyrgneise stehen mit Biotit-Flasergneisen in Verbindung durch Übergänge, welche eine scharfe Trennung unmöglich machen.

Weiter talaus am Grawander Schinder wird, ehe die Gesteine des Greiner Zuges beginnen, der später als Gneis *B* besprochene »randliche« Zentralgneis zuerst (weiter nördlich) sauer und feinkörnig, dann südlich grobkörnig porphyrisch. Diesen Porphyrgneis nördlich von den Greiner Schiefern gestatten die Aufnahmen schon jetzt bis zum Pfitscherjoch zu verfolgen, wo er sich in der Gesellschaft von Kalken und Konglomeratgneisen befindet, deren erstere in der Griesscharte wiederzufinden sind deren letztere man in den Quarzgeröll-Glimmerschiefern der Griesscharte wohl vertreten sehen darf.

Demnach scheinen die bisher erwähnten Porphyrgneise einen Horizont unmittelbar an der Grenze der eigentlichen Greiner Schiefer einzunehmen, auf deren syklinale Einfaltung sie mit den anderen Gesteinen des erwähnten Horizontes hindeuten.

Wenn wir nun zuerst die randlichen, in Gesellschaft der Aplitgneise, Konglomeratgneise etc. als Glieder der unter *B* zusammengefaßten Zentralgneise auftretenden Porphyrgneise verfolgen, so treffen wir gleich im nächstwestlichen Profil vom Landshuter Weg zur Kluppe Porphyrgneis, auf welchen (nach innen, Nord) feiner, sich eigentümlich sandig anfühlender Gneis mit »Geröll«spuren folgt. Der unter dem Landshuter Porphyrgneis (den wir hier wie in der Umgebung der Landshuter Hütte im unteren Niveau der Gneise *B* treffen) folgende Granitgneis zeigt lagenweise sehr deutliche Einsprenglinge und ist in diesem Profil überhaupt keine scharfe Abgrenzung zwischen peripheren *B*- und zentraleren *A*-Gneisen möglich.

Eines der besten Gebiete für die Beobachtung der Porphyrgneise ist die Umgebung der Landshuter Hütte. Im Profil zum Wolfendorn, welches der Landshuterweg ausgezeichnet erschließt, folgen: bei der Hütte selbst grobkörniger, porphyrischer Flasergranit mit aplitischen Einlagen. Der Porphyrcharakter ist meist durch regellos orientierte Orthoklasse bis zur Größe von mehreren Zentimetern deutlich oft durch Flaserung verwischt (vgl. Augengneise).

Als Einlagen sind neben den aplitischen bemerkenswert Biotitschiefer (feinere und flaserige) Lagen mit Muskowitanreicherung und solche mit Quarzanreicherung bis zum Habitus von Quarzitschiefern, Konkretionen in Form biotitreicher Linsen, manchmal auf einer Seite scharf begrenzt, auf der anderen verschliert, sind häufig. Die Biotitschiefer zeigen alle Übergänge zum typischen Porphyrgneis.

Die Überlagerung dieses Porphyrgneises durch aplitische Gneise wurde schon erwähnt; unter denselben ist er durch das Kar des Griesbachtales wieder in der eben beschriebenen Form zutage erodiert.

---

[1] Weitere Aufnahmen sind hier zur Entscheidung noch unerläßlich.

Im Streichen über das Valsertal gegen den Kahlenwandkopf treten die Porphyrgneise stark zurück. Am letzteren bilden sie eine nur durch weißen Glimmerquarzit von der Rauhwacke des Hangenddolomits getrennte, wenig mächtige Lage. Sie treten hier in der ganzen Kuppel der *B*-Gneise zwischen Kleinem Kaserer und Wildlahnerscharte als (mit ihrer mächtigen Entwicklung bei der Landshuterhütte verglichen) untergeordnete Lagen auf. Die Porphyrgneise dieser Kuppel sind schon herunten am Alpeinerbach in der Gesellschaft von Aplitgneisen und Biotitschiefern, weiter oben (wo der Weg zum Wildlahnerkees etwas über der Gerahütte eine Schlucht kreuzt), ebenfalls in Gesellschaft von granatführenden Biotitschiefern erschlossen, am besten aber in ihrem Verhältnis zu den übrigen Gliedern der *B*-Gneise in den Südwesthängen des genannten Grates zwischen Kaserer und Olperer selbst zu beobachten.

Am Lagengneis dieser Kuppel nehmen ausgesprochene Porphyrgneislagen in schönster Ausbildung teil, von zahlreichen aplitischen Lagen in spitzen Winkeln geschnitten. Im typischen Porphyrgneis treten hier vollständig konkordante ausdauernde Lagen gleichmäßig körnigen Gefüges, welche Quarzknauern führen und gelbe, feinkörnige Gneise in vielen Lagen mit den Porphyrgneisen genau konkordant und wie die erstgenannten ohne Spur eines Intrusivkontaktes auf. Über diesem Horizont folgen sogleich Granatphyllit und der untere Glimmerdolomit der Scharte südlich vom Kleinen Kaserer.

Weiter nordöstlich treffen wir im Krierkar gleich unter dem als diskordante Decke darüber liegenden Quarzit, Flasergneis mit Einsprenglingen und quarzreichen, feinkörnigen, aplitischen Grenzgneis.

Dies ist der Beginn im Streichen jener mächtigen Porphyrgneismasse, welche rasch anschwellend der NO-Richtung des Hauptgrates gegen Maierhofen folgt und dort durch den »Schumacherweg« geschnitten wird, als Porphyrgneis vom Typus dessen bei der Landshuterhütte von Apliten dicht durchsetzt und eine mächtige Lage von aplitischem, dann flaserigem und glimmerreichem Gneis enthaltend.

Verfolgt man diesen Porphyrgneis längs des Grates aus dem Krierkar, so findet man ihn allenthalben aplitisch durchsetzt, lokal geflasert, biotitlagerführend und gegen Süden durch Aplit vom folgenden Granitgneis getrennt.

Vor der Langewandscharte trifft man in den gut gebankten und geschieferten Porphyrgneisen Gneislagen mit so hohem Carbonatgehalt, daß sie mit Salzsäure lebhaft brausen. Ein gewisser, mit HCl im Handstück schon wahrnehmbarer Kalkgehalt ist übrigens eine an den Zentralgneisen des Tauernwestendes auch an quergreifendem Aplit und typischem Olperer Granitgneis häufige, beinahe regelmäßige Erscheinung.

Es bleiben noch die nicht randlich auftretenden Porphyrgneise zu erwähnen. Sie wurden bisher im Schrammacherprofil gefunden und es ist ihre Lagerungsweise aus den Profilen ohneweiters zu ersehen. Es sei wiederholt, daß porphyrische Lagen verschiedener Größe auch im Gneis *A* vorkommen und nur die größten ausgeschieden wurden.

Nester von Feldspat, Quarz, Calcit und Erz sind aus dem Porphyrgneis südlich der Alpeinerscharte zu erwähnen.

Zur Aufstellung der schon mehrfach unter *B* zusammengefaßten Serie von Zentralgneisen gelangt man im Verlaufe der Aufnahmen, ohne freilich eine scharfe petrographische Trennung von der im Sinne der Lakkoliththeorie zentraler gelegenen Serie *A* durchführen zu können: die beiden Serien enthalten nicht ausschließlich voneinander verschiedene Glieder. Das Bedürfnis nach einer Unterscheidung von *A* und *B* ist schon in Rothpletz' »Querschnitt« insofern geäußert, als dort ein Granitstock in die Zentralgneise eingezeichnet ist, dessen Stockcharakter allerdings den Verhältnissen nicht entspricht: keiner von den Zentralgneisen — auch der Granitgneis des Olperer nicht — bricht als derartiger Stock durch die anderen.

Die Abtrennung der *B*-Gneise wird jeder vornehmen, der im Profil Kaserer-Olperer den starken Gegensatz zwischen den Lagengneisen (*B*), der mehrfach wegen ihrer Geröllgneise, Arkosegneise und Porphyrgneise erwähnten Kuppel (der mittleren und höchsten Kasererspitze) und den von der Wildlahnerscharte gleichförmig aufsteigenden Granitgneis des Olperer Nordgrates beobachtet hat.

Dieser Riesenlagenbau, besonders durch die zahlreichen, im Streichen über Hunderte von Metern ausdauerden Biotitschiefer augenfällig, ist ein Hauptcharakter der *B*-Serie und verleiht

den von ihr gebildeten Wänden (zum Beispiel NO-Wand des Punktes 2934 nordöstlich vom Riffler, NO-Wand des Kraxentragers) ein gestreiftes Aussehen.

Die Gneise *B* sind also Aplitgneise, Porphyrgneise, Flasergneise, selten Granitgneise, Knollengneise, und Garbengneise in raschem konkordanten Wechsel ohne Gangformen (mit Ausnahme der Aplite) eine Serie, in welcher echte Ortho- und Paragneise durch Alternation und durch Übergänge verbunden sind. Alles dies kann sowohl durch Intrusion und Assimilation unter bestimmten Bedingungen (keineswegs durch Intrusion während der Faltung) — *B* wäre die Zone der Hauptinterferenz der Magmen mit dem mehr oder weniger einbezogenen Dach — als auch durch Ergüsse und tektonische Einschaltungen erklärt werden.

Erst im Aufsuchen von Gründen für und gegen jede dieser beiden Anschauungen beginnt der Weiterbau auf den Beobachtungen der älteren und F. Becke'schen Forschungen. Der rasche Wechsel dieser Gneise wird immer der für genetische Fragen wichtigste Unterschied derselben von Granitkernen, wie Brixner Granit, Cima d'Asta, bleiben. Dies gilt, wenn auch besonders von den Gneisen *B*, doch auch unverkennbar für *A*.

Nach Ausscheidung der größeren Lagen von Porphyrgneis und Aplitgneis und der Konglomeratgneise, Amphibolite und Garbenschiefer, also der Glieder, welche in der »Schieferhülle« wiederzufinden sind, bleibt mittelkörniger Flasergneis mit zahlreichen Biotitschieferlagen als Haupttypus der Serie *B*, auf deren Beschreibung im Einzelnen hiemit eingegangen wird.

Im Profil Napfspitz-Weißzint treffen wir von Süd nach Nord mittelkörnigen und feinkörnigen Flasergneis mit Biotitschiefer mit einer Lage von Porphyrgneis und Amphibolit, dann Garbenschiefer und hierauf den raschen Wechsel der *B*-Serie nach Korngröße, Struktur und Basizität, vollständig der Ausbildung dieser Serie im Tuxer Kamm, zum Beispiel im Profil Landshuterhütte-Kluppe, gleichzustellen. Im hangendsten (südlichsten) der erwähnten Gneise läßt sich Carbonat schon mit Salzsäure nachweisen.

Die Gneise sind meist zweiglimmerig, zeigen oft Neigung zur Augenbildung und basische Konkretionen und sind von Aplit durchsetzt.

Auch am Nordsaume der Hochfeiler Gneise treten nördlich von dem Porphyrgneis der Berlinerhütte die Gneise *B* wenig mächtig zwischen den Porphyrgneis und die Garbenschiefer des Greiner Zuges, mit welchen sie alternieren. Dies bedeutet einen kleinen Unterschied gegen das Profil der Griesscharte, wo zwischen Porphyrgneis und Greiner Schiefern nur Glimmerschiefer liegt. Durchschreitet man im Grawanderboden die Greinerschiefer, so trifft man nördlich von diesen wieder die *B*-Gneise mit dem schon erwähnten Porphyrgneis, welche sich bis zum Pfitscherjoch nun als Glieder des Tuxer Zuges verfolgen lassen. Der Südgrat des Schrammachers und das eisfreie, glattgeschliffene Bett des Stampflkeeses geben dort guten Einblick in den Bau der *B*-Gneise, besonders in die Stellung ihrer Biotitschiefer deren Beschreibung unten folgt.

Der Weg vom Joch zur Landshuterhütte durchschneidet schief diese Serie: mittekörnigen Granitflasergneis, Augengneis, Aplitgneis in großer Mßchtigkeit, sehr raschen Wechsel feinschieferiger Biotite mit Apliten. Unter der Landshuterhütte trifft man auf den mehrerwähnten Porphyrgneis, der durch Flaserung der großen Orthoklase öfters zu »Augengneis« wird.

Der Grat von der Grohwand zum Pfitscherjoch ergibt ein Profil durch den Gneis *B*, in welchem besonders die Zwischenlagerung nicht intrudierter Sedimente zwischen Orthogneise wieder zu bemerken ist. Hier, wie am ganzen Südrand des Schrammacher-Kraxentragerzuges ist eine scharfe Trennung von *A* und *B* nicht durchführbar. Von hier an beginnt sich der mächtige Porphyrgneis der Landshuterhütte zwischen die meist aplitischen Gneise einzulegen. Die Verhältnisse im Valsertal, in der Kaserer Gneiskuppel bieten, soweit sie nicht schon erwähnt sind, nichts Neues: der Porphyrgneis bleibt unter den Glimmerschiefern bis Gneisen, welche mit ihm zusammen *B* bilden. Zu letzteren gehören die phyllitischen Biotitschiefer und Flasergneise, welche in der Wildlahnerscharte den Gegensatz zum Olperer Granitgneis bilden.

Im Kar zwischen Weryhütte und Riffler taucht eine antikline Falte mit einem Kern grauen Biotitgneises und Garbenschiefern aus dem herrschenden Flasergneis, in dessen Gesellschaft sich feinkörnige und porphyrische Gneise mit großen Quarzen befinden.

Von den vorläufig unter *A* zusammengefaßten Gneisen ist zu bemerken, das auch sie Lagenbau durch Biotitschiefer in prächtiger Ausbildung (zum Beispiel Kluppenscharte, Schrammacher Nordwand etc., siehe Profil) und durch feine Gneise mit einzelnen Knauerchen aus Feldspat, Quarz und Erz aufweisen. Ein diskordanter Kontakt zwischen *A* und *B* war bisher nirgends sicher nachzuweisen. Am besten beobachtet man diese Gneise von der Gerahütte aus, wo sie am Olperer und Fußstein die schönste bisher beobachtete Ausbildung erlangen.

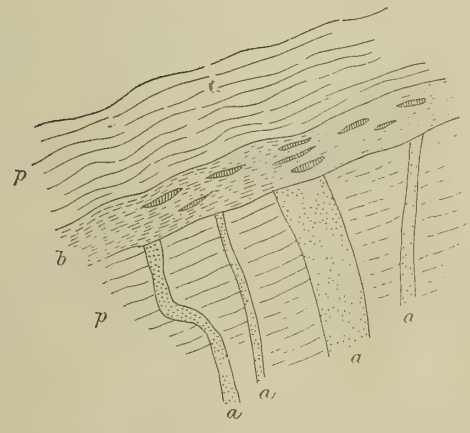
Es sind Granitgneise oft sehr groben (bis über 1 *cm*) Kornes; stark geschieferte Modifikationen mit viel schwarzem Glimmer neben helleren mit großen Feldspataugen sind jedoch ebenfalls zu beobachten.

Die flaserigen Gneise zeigen ihre Konkretionen fast immer, ihre Aplite häufig in der Schieferungsebene verflacht. Etwas größere Variabilität zeigen aber die Schrammacher Gesteine im Gegensatz zu den Granitgneise bis Graniten des Fußstein und Olperer. Die tektonische Grenze zwischen beiden Komplexen läuft über die Alpeiner Scharte, die ziemlich häufigen Molybdänglanzvorkommen gehören dem Olperer Granitgneis an und sind hier an den erwähnten Bruch gebunden.

Ob die Schrammacher Gesteine besser zu *A* oder *B* gestellt werden, bleibt einstweilen unentschieden.

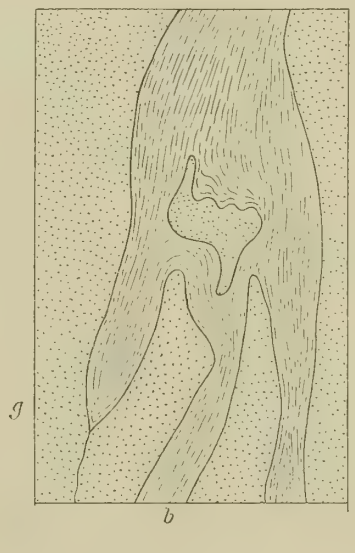
Noch verdienen die Biotitschiefer nähere Beschreibung. Sie wurden mehrfach als augenfälligste Tatsache im Lagenbau der Gneise *B* erwähnt. Sie sind in dieser Serie nie zu vermissen, häufiger als in den ihrer Serienzugehörigkeit nach zweifelhaften Schrammacher Geisen.

Fig. 15.



p = Porphyrgneis, *b* = Biotitschiefer mit Quarzknauern, *a* = Aplitgänge ohne Fortsetzung abgeschnitten an *b*, welcher nach der aplitischen Intrusion als Gleitblatt gedient hat.
(Westgrat der Wildseespitze, Nordwand).

Fig. 16.



g = Granitgneis, *b* = Biotitschiefer stark gequetscht und mit Brocken und Flatschen von *g*.
(Südgrat des Schrammachers, Westhang.)

Sie bilden überall der Schieferung vollständig parallele Lagen, eine Übereinstimmung, welche für ihre eigene und für die Genesis der Schieferung bedeutungsvoll ist. Ihr Biotitreichtum schwankt, ist jedoch meist sehr groß und steigt bis zum Verschwinden aller übrigen Komponenten für das freie Auge.

Unter den Biotitschiefern gibt es Typen, welche von den als Konkretionen bekannten rundlichen bis scherbigen kleineren basischen Bestandmassen der Zentralgneise nicht zu unterscheiden sind.

Die Verhältnisse in manchen Profilen (namentlich im Profil Landshuter Weg [zwischen Pfitscher Joch und Landshuter Hütte]- Kluppe) machen die Annahme höchstwahrscheinlich, daß in den Konkretionen, welche dort keine runden, sondern alle möglichen Scherbengestalten zeigen und sich zugleich

ungewöhnlich anhäufen, Fragmente derselben Bildungen vorliegen, die als Biotitschiefer unzerbrochen vorliegen. Für die Ansicht, daß die Biotitschiefer nicht halb verdaute Blätter und Teile eines Daches, sondern Konkretionen sind, sprechen zurzeit vielleicht noch einigermaßen die Fälle von Biotitschiefern mit beiderseitigen sauren Säumen im Gneis, ohne zu entscheiden.

Zahlreich sind die Fälle, in welchen die Biotitschiefer als Gleitblätter dienten und dieses Verhalten durch das scharfe Abschneiden jüngerer Aplitgänge an Biotitschiefern und oft durch sichtbare Verschiebung der Aplitgangenden erweisbar ist. Bruchstücke der Gneise trifft man in solchen Biotitschiefern besonders im Schrammacher Südgrat durch die Verschiebung den Wänden entnommen und tektonisch gerollt oder flatschenartig ausgezogen, vgl. Fig. 15 u. 16.

Die Fälle, in welchen die Biotitschiefer von ihren Begleitern iniziert sind, sind außerordentlich selten, zweifelsohne auch ein Umstand, welcher eher für konkretionären Charakter der Biotitschiefer spricht.

XII. Allgemeine Bemerkungen.

1. Zerrflächen der Phyllite. Phyllitisierung.

An den Phylliten des Tauernwestendes treten einige Erscheinungen hervor, welche einerseits deren Tracht so beeinflussen, daß sie schon von einem Überblick über das Material kaum abzutrennen waren, andrerseits wegen ihrer Bedeutung für lithogenetische und selbst für tektonische Fragen übersichtlich gemacht werden müssen.

Es handelt sich zunächst um Scharen unter sich und mit der Phyllitschieferung paralleler Horizonte, welche dadurch ausgezeichnet sind und zu Horizonten werden, daß sich in ihnen mit geringen Niveauschwankungen Quarzlinsen und grobe Quarzknauern, Pfitscher Dolomit und Marmor, als Linsen und mit Quarz verknetet und wieder zerrissen Brecciendolomit (vgl. p. 31 [287] und Fig. 10]) und Quarzit eingebettet finden. Eine kartographische Ausscheidung wenigstens der bedeutenderen derartigen Flächen ergab, daß sie nicht nur mit einer eventuell sekundären Phyllitschieferung, sondern mit der Lagenstruktur der Phyllite mit den Tonschiefer-, Kalkphyllit- und Grünschieferlagen gleich orientiert sind. Sie sind für die Analyse der Phyllitgebiete ebenso brauchbare Leitflächen wie die letztgenannten.

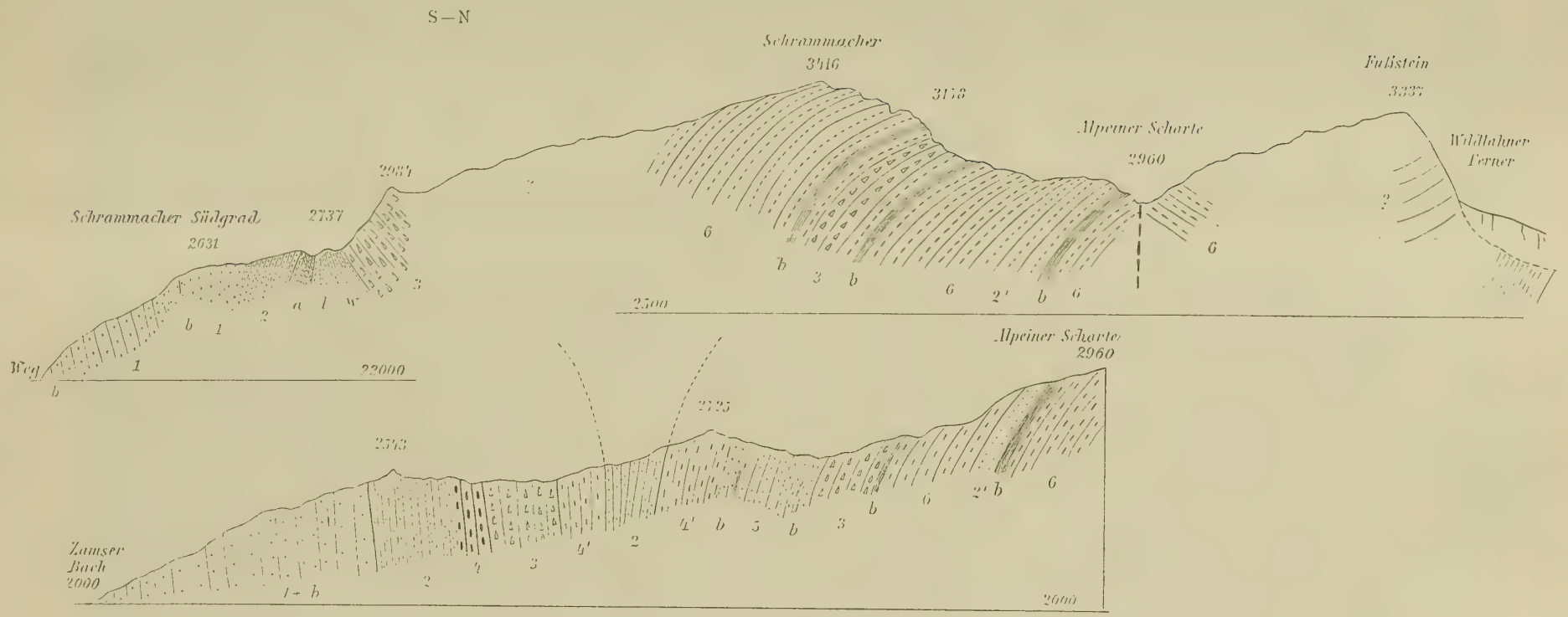
Es ist hervorzuheben, daß es sich um Scharen verschiedenmächtiger derartiger Niveaus im Phyllit handelt, von einer solchen Verbreitung, daß die Frage nach ihrer Entstehung sich mit der Frage nach der Entstehung der Phyllitstruktur ihrer Begleiter zu verknüpfen beginnt, sobald man, wie dies hier geschieht, die bedeutenden Zerrungen beachtet, deren Zeugen diese Trümmerflächen sind. Man kann die Zerrung und Zerreißung in diesen Niveaus als Wirkungen in Schubflächen deuten, wofür zum Beispiel die am Sägenhorst nachweisbare Einschaltung von Tarntaler-Dolomitbreccie in Kalkphyllit spricht. Oder man könnte annehmen, daß das Material der Zerrungsflächen und Knauerlagen als ursprüngliche, aber mechanisch heterogene Lage zwischen den Phylliten den durch Druck erzeugten seitlichen Zugspannungen im gepreßten System durch Zerreißung und Linsenstruktur folgte und dadurch die Zerrungen anschaulich machte, denen die Phyllite in anderer Weise, vielleicht unter Annahme ähnlicher Züge ihrer Textur, nachgaben.

Diese zwei Auffassungen würden die Auffassung des Phyllitgefüges und der Differentialbewegung der Phyllite entsprechend beeinflussen. Die Neukartierung des Pfunderer Gebietes weist schon jetzt darauf hin, daß im Streichen an Stelle kalkreicher Zerrflächen mit vielfach sporadisch erhaltenen Kalktrümmern, welche manchmal (Steinbergalm) noch bedeutende Größe erreichen, typischer kalkreicher Kalkphyllit (Klamm von Dun) wie eine Modifikation solcher Horizonte treten kann.

Unabhängig von der Deutung dieser Zerrflächen als Schubflächen mit tektonischen Einschaltungen oder als Flächen, in welchen primäre, mechanisch heterogene Lagen das Ausweichen des Systems normal

Fig. 17.

Schnitt durch das Westende der Tuxer Gneise.



1. Mittelkörniger glimmerarmer Granitgneis.
b Biotitschiefer.
2. Aplitgneis und wenig geschieferter Aplit Granit (2') bei *a* aplitisch geädert, bei *l* mit Lagenstruktur, bei *w* ganz weiße Varietät.
3. Porphyrgneis.
4. Grober Flasergneis mit feinkörnigeren Lagen 4' mittelkörniger Flasergneis.
5. Granitgneis.
6. Mittelkörniger flasriger Granitgneis.

auf einen Druck lediglich durch Zerreißen markiert haben, läßt sich der Zusammenhang manche Charakterzüge der Phyllite mit der Ausbildung dieser in bisher unbeachteter Häufigkeit vorhandenen Zerrflächen wahrscheinlich machen. Es wurde oben bei Besprechung der Phyllite auf Kalkphyllite und Quarzphyllite hingewiesen, welche grobmechanischen Einflüssen das »phyllitische« Gepräge verdanken.

Die werdende Frage nach dem genetischen Charakter der Phyllitisierung kann von einem einzigen Aufnahmsgebiete aus nicht entschieden, wohl aber darauf hingewiesen werden, daß auch die Mikrostruktur der Phyllite nicht im Gegensatze zur Häufigkeit solcher Zerrflächen steht, vielmehr die Linsenstruktur und die auskeilenden Nester aus unter sich gleichen, aber in benachbarten Nestern verschieden großen Quarzkörnern vieles im kleinen zeigen, was an den großen Lagen die Zerrung illustriert.

Ohnesorge sagt (L. 23, p. 176): Wie in den meisten Phyllitdistrikten, so zeigt er, der Quarzphyllit der Hochedergruppe, auch hier jene Ausbildungsweise. in der seine Bildung unter intensiven Gleitungen und Stauungen recht deutlich zum Ausdruck kommt: so Reichtum an Quarzlamellen und -linsen, Flaserung, Fältelung, Knetung.

Wenn man derartige Zerrflächen. welche die schönsten Beispiele der »allure lenticulaire« zeigen, als Schubflächen und Symptome eines Deckenbaues auffaßt — und man muß dies tun, sobald man Deckenbau für die Tauernphyllite annimmt — so wird die Verbreitung dieser besten und einzigen sicheren Zeugen von Bewegungen in den Schichtflächen der Schieferhülle umso wichtiger: Diese Zerrflächen kennzeichnen die Wurzelzone sowohl zwischen Phylliten und Maulser Gneisen als weiter nördlich geradeso wie die Grenze der Tauerngneise und der Schieferhülle (auch über der verborgenen Sengeser Kuppel) und die Gebiete zwischen Tuxer und Tarntaler Zone. Damit wird die Rensenzone der Schieferhülle auch in bezug auf die Art der mechanischen Phänomene gleich.

2. Wurzeln und Decken.

Man gelangt hier vor die Frage nach der Existenz einer Wurzelzone zwischen Tauern und Brixner Granit. Diese Frage ist nicht eins mit der Frage, ob über den Tauerngneisen Deckensysteme liegen. Da die Deckentheorie sekundäre Faltung der Decken im Deckenlande annehmen muß und angenommen hat, muß sie sich prinzipiell die Frage stellen, ob nicht manche »Wurzelzonen« aus stärker sekundär gefalteten Deckensystemen bestehen können. Für das Tauernwestende gewinnt diese Fragestellung durch den hier durchgeführten Vergleich zwischen der Rensenzone und Hochstegenzone, im weiteren Sinne durch die ausführlich betonten Anklänge der Tauern an Ostalpinum und endlich durch die Tatsache Bedeutung, daß die Phyllite der Wurzelzone zwischen Sprechenstein und Pfunders sehr deutlich auf den Maulser Gneisen liegen, nicht anders als Schieferhüllenphyllite auf zentralen Gneisen. Nur ein Vergleich der Tektonik der Wurzelzone und des Deckenlandes ergibt eine Einsicht, wie weit diese Wurzelzone ein eigener Bautypus und nicht eine voreilige, vielleicht nicht einmal nötige Forderung der Theorie ist.

Für E. Sueß sind die Tauern ein von den Decken überstiegenes Joch. Uhlig nimmt mit Termier an, daß schon der südliche Teil der Zentralgneise Wurzelzone sei.

Was die Zerrflächen mit Trümmern und Knauerlagen, diese sicheren »Bewegungsflächen«, die Phyllittextur, die Linsenbildung und Verkeilung, auffallend raschen Wechsel zweier Schichten anlangt, so bestehen alle diese Kriterien für die Phyllitgebiete südlich und nördlich von den Tauerngneisenden zwischen denselben und über den Maulser Gneisen. Wenn man vollends die Grünschiefer mit E. Sueß in Bewegungsflächen verlegt, so könnten diese Bewegungsflächen, parallel den Zentralflächen, den Schieferungsflächen und dem Lagenwechsel der Phyllite das Bild von der Gleichartigkeit der Serienbildung in der »Wurzelzone« und im »Deckenland« nur verstärken und es ist dies vielleicht am schönsten durch den Hochfeilerquerschnitt zu zeigen. Man verfolgt alle diese vom paläontologisch-stratigraphischen Beweis unabhängigen, vielfach als Kriterien eines Deckenlandes angesprochenen Flächen in der Wurzelzone als, sei es wie immer, vor der Steilstellung der Wurzelschichten ausgebildete Leitflächen, welche wie die

sedimentierten Horizonte eines erstmalig gefalteten Landes die daraus gebildeten tektonisch jüngsten Züge des Baues, in diesem Falle die Steilstellung in der Wurzelzone überhaupt wahrnehmen und verfolgen lassen. Es ist nicht wahrscheinlich, aber immer möglich, daß diese Flächen in der Wurzelzone Zerrflächen normal zum Druck (vgl. 50 [306]), im Deckenland Gleitflächen sind. Der überlastende und ausplättende Druck einer höheren Decke, hier etwa des Termier'schen traineau écraseur der Dinariden kann für die Gleichartigkeit der fraglichen Flächen im Decken- und Wurzelland ebenfalls nur unter der Annahme herangezogen werden, daß die Serien des Wurzellandes *a* zur Zeit des traineau, also einer jüngeren Decke, noch flach lagen, wonach die wahre Wurzel dieses scheinbaren Wurzellandes *a* gegen den traineau hin verschoben und das Terrain *a* Deckenland wäre.

Es kommt schließlich für diese Frage in Betracht, daß die Hochfeilergneise von Tuxer Marmor und Schieferhülle im Westen eben so sanft umschlungen sind, wie die Tuxer Gneise am Wolfendorn.

Die auf Termier's tektonischer Übersichtskarte gezogene Grenze zwischen Wurzeln und Decken der axialen Zone ist durch keinen Unterschied in der Struktur bis jetzt zu begründen gewesen.

Die Beachtung etwaiger morphologischer Gegensätze zwischen Wurzeln und Decken hat aber Bedeutung für alle, welche, mit der Möglichkeit der großen Bewegungsflächen rechnend, die Entstehungsweise derselben (Auspressung von Geosynklinen durch Tangentialpressung oder Gleitung nicht in Synklinalen wurzelnder Decken [Reyer, Penk]) dereit als eine Frage behandeln.

3. Charakter der Schieferhülle.

Es wird hier folgende Annahme gemacht: Die Ausbildung des Lagenbaues und der damit übereinstimmenden Schieferung der Tauerngneise ist älter als die Auffaltung (vgl. L. 28).

Die normalerweise vorhandene Konkordanz zwischen den Gneisen und der Schieferhülle und das Alternieren der Gneise mit Knollengneisen und Grauwackengneisen der Schieferhülle fallen ihrer Entstehung nach ebenfalls vor die Auffaltung und Aufwölbung der Gneise, gleichviel ob man in der Schieferhülle vornehmlich 1. ein Niveau horizontaler Verschiebung oder 2. ein intrudiertes Dach oder 3. eine Transgressionsfläche erblickt, welche Fälle sich in verschiedener Weise kombinieren können.

Das Alternieren der Gneise mit der Hülle entscheidet für keinen dieser Fälle. Wenn man die Einschaltung der Gneise in die Hülle und die Gestaltung des Lagenbaues der Hülle jedenfalls vor der Auffaltung annimmt, so ist eine Einschaltung von Gneisen ohne intrusive Quergriffe und Kontaktmetamorphosen auch tektonisch im Bereich einer Schubfläche möglich. Es soll nun ein Überblick über die Gründe welche bis jetzt für und wider diese Auffassungen sprechen, versucht werden, obgleich die petrographischen Detailstudien, auf welche da und dort zu verweisen sein wird, noch nicht durchgeführt sind.

Nachdem im ersten Teil die Gleichartigkeit der Schieferhüllenserie im erweiterten Sinne durch die Übereinstimmung in zahlreichen Typen gezeigt wurde, bleibt die Frage heranzuziehen, ob die Glieder, welche gleich über den Zentralgneisen liegen und die unterste silikatreichere durch Greiner Schiefer und Knollengneise ausgezeichnete Abteilung 1 der Schieferhülle bilden, zueinander in einem Verhältnis stehen, welches nicht erklärlich ist, ohne daß man tektonischen Einschaltungen verschiedenen Ausmaßes schon, in diesem Niveau eine bedeutende Rolle zuweisen muß. Ist die untere Abteilung der Schieferhülle tektonisch zusammengesetzt? Diese Serie 1 enthält flaserigen Orthogneis, Augengneis, Knollengneis, Grauwacken, Tuxer Marmor, Pfitscher Dolomit, Quarzit, Glimmerschiefer, Greiner Schiefer, Spatschiefer, Albitgneis, gewöhnlichen Quarzphyllit und untergeordnet Kalkphyllit im engeren Sinne, Grünschiefer, Serpentin, Talkschiefer. Diese Gebilde liegen meist als konzentrische Schalen über den Gneisen, sowohl über den Tauerngneisen als über den Maulser Gneisen bis zum Bruch des Passenjochs im Osten von Pfunders.

Wenn man die Orthoschiefer, für welche vielfach intrusive Einschaltung angenommen wurde, hier außer Betracht läßt und in den Greiner Schiefern metamorphen Quarzphyllit und Kalkphyllit sieht, so ergab sich bezüglich der Horizontierbarkeit der Glieder der Serie 1 bis jetzt folgendes.

Die Knollengneise treten sowohl zwischen Orthotauerngneisen unter Tuxer Marmor als zwischen Greiner Schiefern über Tuxer Marmor auf, zuweilen in mehreren Lagen, immer unfern von Orthogneisen. Die von ihnen der Entstehung nach jedenfalls untrennbaren (gleiche Einschlüsse! Vgl. p. 22 [278]) Tuxer Wacken pflegen über den etwa vorhandenen Knollengneisen zu folgen, manchmal erst nach einer kalkigen oder tonigen Greinerschiefer-Zwischenlage (Kaserer Scharte). M an kann die hellen und schwarzen Quarzite zwanglos als Facies der weißen und der Graphitgrauwacken betrachten, ebenso manche kalkphyllitische und quarzphyllitische Lagen. Dagegen stößt die Erklärung durch Sedimentation angesichts des häufigen Wechsels in jedem Ausmaß zwischen Kalken und Grauwacken der Tuxer Zone auf Schwierigkeiten und einzelne nachweislich symmetral eingeschaltete Kalke (Zug der Rieperspitze) und Wiederholungen kleiner Serien (zum Beispiel Grünberg, Nordgrat) führen dahin, die Anschwellung der Wackenzone und damit die Schieferhülle am Nordrand der Tuxer Gneise als eine tektonisch komplexe aufzufassen, für deren Erklärung Anschub von Norden und die Beteiligung von den Gneisen nach Norden abgeglittener Schieferhüllenelemente in Betracht kommt. Derartige Gründe, eine tektonische Komplexität der unteren Schieferhülle anzunehmen, ergeben sich auch für Wolfendorn-Pfitscher Joch (von F. Teller erkannt), für die Umrandung des Hochfeiler und für die Rensenzone (vgl. die Profile), ohne daß sie bei dem derzeit noch fehlenden paläontologisch-stratigraphischen Beweis für die Komplexität der Schieferhülle im Sinne Termier's, den Deckenbau in der unteren Schieferhülle sicherstellen können. Man verdankt F. Becke's vieljährigen Studien die Tatsache, daß sich die Schieferhülle im Hochalm- und Sonnblickkern (Sitz. Ber. Akad., Bd. 115, 1. Abt., p. 1703) gleich gliedern läßt wie im Zillertal. Die unter Ausscheidung möglichst vieler einzelner Typen vorgenommene Neukartierung der Schieferhülle des Tuxer und Hochfeiler Astes und der Rensenzone bleibt in vollster Übereinstimmung mit Becke's Unterscheidung einer silikatischen Serie mit Kalklagen unter den Kalkphylliten mit diffusem Kalk und Grünschiefern. Diese für so große Flächen geltende Regelmäßigkeit im Bau der Schieferhüllen, im besonderen aber für das Tauernwestende, der bei durchschnittlich geringer Mächtigkeit so ausdauernde Mantel von Tuxer Marmor und Pfitscher Dolomit, welcher, wie nunmehr feststeht, auch die Hochfeilergneise umsäumt, scheinen mir hier mehr als Orthogneislagen in der Hülle gegen die Annahme zu sprechen, daß die unterste Schieferhülle die Zentralgneise als eigene Decke überschritten hat. Dieser Kalkmantel kann tektonisch modifiziert, verschmälert, verdickt und sehr wohl gegen die Gneise verschoben sein. Daß er aber schon von dem Breitegrad des Hochfeiler (Termier's Wurzelgrenze) oder von einem südlicheren an gegen Norden als eine neue Bedeckung als Basis einer Decke, deren Wurzel südlich vom Hochfeiler läge, über die Gneise geschoben oder von einer die Gneise überschreitenden Drehfalte abgerollt wurde, daß er etwa gerade am Südrande des Hochfeiler als primäre Bedeckung (wurzelnd?) nördlich davon als Decke über den Gneisen liege, ist bis jetzt nicht wahrscheinlich geworden. Es weisen also symmetrale Einschaltungen und Wiederholungen nicht selten auf tektonische Komplikationen, bald über der Basis der Schieferhülle doch läßt sich eine Bewegungsfläche weder zwischen Marmor und Zentralgneise einstellen, noch auf eine Wurzel im Süden beziehen.

Die zweite Frage bezüglich der Grenzfläche zwischen Zentralgneisen und Schieferhülle am Tauernwestende heißt: sind Stellen sicheren Intrusivkontaktes vorhanden, gibt es an der genannten Grenze Beweise für die Intrusion des Zentralgneises? Diese Frage wurde von F. Becke in den Vordergrund gestellt und bejaht. Becke hat für die Intrusion des Zentralgneises im Führer durch die Zillertaler Alpen (p. 8) folgende Gründe genannt: 1. Größere und kleinere Lager von Granitgneis in der Schieferhülle, 2. Durchaderung der Schieferhülle durch aplitische Adern und Gänge, 3. an manchen Stellen Übergang vom Schiefer zum Granitgneis, 4. endogene Kontaktzone.

Bezüglich 1. läßt sich tektonische, in manchen Fällen auch extrusive Einschaltung nicht prinzipiell ausschließen. Bezüglich 4. ist zu bemerken, daß sowohl aplitische als porphyrische Zentralgneise wenigstens in dem bis jetzt genau genug begangenen Profil Olperer-Schrammacher-Pfitscher Joch nicht nur randlich auftreten. An 3. ist nicht zu zweifeln. An Punkt 2 aber knüpft sich für den Kontakt zwischen den Gneisen des Tauernwestendes und Schieferhülle das für die Art des Kontaktes bezeichnendste Moment, welches

vielleicht in erster Linie der Deutung bedarf. Das Moment, welches diese Fläche in großen Gegensatz zu anderen Kontaktflächen, zum Beispiel am Südrand des Brixener Granits oder am Nordrand des Rensengranits stellt, heißt Zurücktreten oder gänzlicher Mangel intrusiver Quergriffe in das Dach. Es sind im großen unverkennbar dieselben Unterschiede in der Art des Kontaktes, welche sich am Nordrand und Südrand des Brixener Granits gegenüberstehen, wenn man von den Mylonitzonen des Nordrandes absieht. Man könnte füglich die erstgenannte Form des Kontaktes als einen anderen morphologischen Typus, etwa als mehr oder weniger reinen Parallelkontakt [1] mit oder ohne Wechsel festhalten als eine markante beobachtbare Tatsache, welche für die Mechanik der Intrusionen und für die Deckentheorie eine Frage bildet.

Die Möglichkeit, einen reinen derartigen Parallelkontakt mit Lagern als Intrusionsgrenze zu deuten, scheinen besonders jene Anschauungen zu bieten, welche in der Einschaltung der Granite einen gewissen Abschluß einer längeren, nicht sehr bewegten metamorphosierenden Phase vor der Faltung vermuten (vgl. Termier, L. 41).

Die Bildung aufblätternder Vorläufer in einem Schieferdach ist mehrfach wahrscheinlich geworden und wäre als eine besondere Form des Daly'schen »overhead stopping« verständlich, wenn man weniger an das Aufsprengen des Schiefermantels durch keilförmiges Eindringen des Magmas, welches ihn emporwölbt, [2] als an die bald mehr katastrophale, bald allmähliche Lockerung des ruhenden Daches in seinem Gefügeflächen durch die Schwere denkt, wobei sich nach der jeweiligen Entwicklungsphase des randlichen Hauptmagmas verschieden differenzierte konstitutionell voneinander nicht unabhängige »Vorläufer« dem Dache einschalten könnten.

Solche Lagen wären ungleichalt im Sinne von ungleichzeitig erstarrt und könnten sich gegenseitig eventuell durchgreifen.

Sie würden in ihrer Anordnung übereinander keiner oder keiner so leicht ersichtlichen Regel folgen wie gewöhnliche Randfacies. Das Ziel, die spezifische Gewichtsdifferenz zwischen Magmazone und Dach zu verwischen, müßte im ganzen noch erkennbar und so lange verfolgt worden sein, bis die fortschreitende Abkühlung und Verkittung oder ein spezifisch leichterer Horizont des Daches die Phase zum Abschluß brächte, auf welche diese verschieden »alten« und verschieden ausgebildeten parallel geschalteten Glieder der Übergangszone gleichwohl zu beziehen wären. In diesem Sinne scheinen dem Verfasser der Riesenlagenbau der Gneise B und manche Übergangszonen zu Glimmerschiefer als Intrusionsphänomene deutbar, aber noch weiterer Bearbeitung zu bedürfen.

Eine Tatsache muß bei der Erwägung, wie weit eventuelle Intrusionen in die Schieferhülle hinaufreichen, betont werden. Bis jetzt ist es nicht gelungen, in Marmor oder Dolomit der unteren Schieferhülle der Tuxer und Hochfeilergneise irgendwelche Intrusionen zu finden, während solche Intrusionen in der Rensenzone schön entwickelt sind. Besonders zu beachten ist dabei, daß auch die scharf durch Porphyrgneis setzenden Aplitgänge nicht in den Marmor, den Quarzit oder die Arkosen eingreifen. In den Karen des äußeren Tuxertales wird dieser Umstand bei enger Nachbarschaft zwischen Aplitgängen des Porphyrgneises und Quarzit frappant. Die Aplitintrusion müßte hier den Porphyrgneis spröde, den Quarzit plastisch vorgefunden haben, wenn man für diese Fläche Primärkontakt annimmt. [3]

Bezüglich des Tuxer Marmors und Pfitscher Dolomits, an welchen zahlreiche Umstände darauf hinweisen, daß sie eine Phase ausgezeichnet plastischer Umformung hinter sich haben, wäre immerhin die Möglichkeit im Auge zu behalten, daß sie, wie dies F. E. Sueß kürzlich von Marmoren zeigte, früh e

---

[1] Dieses Grenzverhältnis wäre vom Lakkolithbegriff zu unterscheiden, solange man Lakkolithen mit Querapophysen im Dache kennt. Ein Beispiel eines sich dem Granit kuppelförmig anschmiegenden lakkolithischen Daches, welches aber zahlreiche »über sich brechende« Gänge in eine Riesenbreccie zerlegen, bildet der Brixener Granit zwischen Pens und Franzensfeste.

[2] Für ein Magma, welches eine Schieferkuppel über sich auftreibt, besteht vermöge seines Druckes kein Grund, sich in Lagern seinem Dache einzuschalten. Dafür bleibt auch beim größten Drucke nur der spezifische Gewichtsunterschied zwischen Magma und Dach heranzuziehen.

[3] Daß auch F. Becke diese Annahme nicht machte, entnahm der Verfasser den Sitzungsberichten der Akademie erst nach der vorläufigen Mitteilung (L. 28), in welcher Primärkontakt ausgeschlossen wurde. Daher fehlt dort ein Zitat der Becke'schen Mitteilung

plastisch wurden als ihre silikatischen Begleiter und der Mangel magmatischer Eingriffe damit zusammenhängt, daß sie das Magma eben nur im plastischen Zustande traf. Auf die Ähnlichkeit der Bedingungen in Kontakthöfen und größeren Tiefen ist von Petrographen mehrfach hingewiesen worden. Mit der Deutung der Zentralgneise als Intrusionen hat sich die Frage nach dem Vorhandensein eines Kontakthofes auch auf das Tauernwestende erstreckt. F. Becke hat die Greiner Schiefer im Pfelderstal fern von Intrusionen wieder gefunden. Sie sind bei Becke und Grubenmann in erster Linie hervorragend auskrystallisierte Glieder der oberen bis mittleren Tiefenstufe, im Sinne Weinschenk's in erster Linie Gebilde alpiner Piezokontakthöfe. Da von Becke eben die hervorragende Ausprägung dieser Schiefer, unter Hervorhebung des Fehlens typischer Kontaktmineralien in Übereinstimmung mit Weinschenk, gleichwohl mit dem Auftreten der Intrusionen in Beziehung gebracht wird, wären derartige Typen nunmehr im Sinne beider Forscher der Wirkungssphäre der Zentralgranite unterworfen gewesen und als Glieder eines regionalen Kontakthofes, kaum aber als Glieder einer in ihrer Wurzelzone derartig metamorphosierten und dann erst auf andere Zentralgneise gebreiteten Decke zu betrachten. Sie wären also ein wichtiges Symptom für den Kontaktflächencharakter der unteren Schieferhülle. Abgesehen von den Merkmalen, welche die Metamorphose dieser Schiefer für den Petrographen sicherstellen, ergab sich aus den Beobachtungen im Felde die Überzeugung, daß dieselben Kalkphyllite, Quarzphyllite, Tonschiefer, Grünschiefer, kalkhaltige Quarzite der Wacken und insbesondere dieselben Knollengneise, welche man ganz oder teilweise von dieser Metamorphose frei findet, ihr in der unteren Schieferhülle mit einer Regelmäßigkeit verfallen, welche sich nach der Neuaufnahme vom Tuxer und Zillertaler Ast, vom Greiner Zug, welcher keinen einzigen ihm eigenen Typ enthält, auf die Sengeser Kuppel und Rensenzone und als Anzeichen der von Termier vermuteten Fortsetzung des Tauerngewölbes unter dem Ridnaun bis in den Hintergrund dieses Tales hinein ausdehnte. Aus denselben Gründen wie der Marmormantel werden hier die Greiner Schiefer mit den Zentralgneisen vorläufig zur gleichen Serie gerechnet, in dem Sinne, daß nicht ihre Ausbildung in einer südlich von den Gneisen gelegenen Zone angenommen wird.

Schließlich erscheint die Schieferhülle in dem oben dargelegten Ausmaße durch die von F. Becke entdeckten klastischen Bildungen ausgezeichnet. Ohne die Schwierigkeit der Frage, wie weit sekundäre Kataklase für das Gepräge dieser Bildungen entscheidend ist und die Notwendigkeit weit ausholender petrographischer Bearbeitung zu übersehen, wird die oben beschriebene ungefähre Einstellbarkeit dieser Gebilde und ihrer sekundärklastischen Derivate auch in der Wurzelzone, eben ihr Charakter als ein der Faltung in der Wurzelzone präexistierendes, wenngleich durch dieselbe kompliziertes und metamorphosiertes Niveau betont. Von manchen Zentralgneisen sind Knollengneise und Grauwackengneise, wie beschrieben, untrennbar und die Knollen, wie schon Becke bemerkte, dem Zentralgneis unähnlich. Das würde sich in die Annahme fügen, daß sie vielleicht mit manchen ihnen eng verbundenen B-Gneisen von den typischen Zentralgneisen schon über sich vorgefunden und stärker metamorphosiert wurden (Garben-Knollengneise, Ankeritquarzite).

4. Schiefer-„Formationen".

Die verschiedenen krystallinen Schiefer der weiteren Umgebung des Tauernwestendes wurden teils als Facies nebeneinander, teils als »Formationen« übereinander gestellt, und zwar von verschiedenen Forschern recht verschiedenartig. Der Fortschritt in der Erkenntnis Sekundärfacies bildender Metamorphismen der Verbreitung sekundärer Intrusivlager und der Möglichkeit tektonischer Parallelschaltungen in großen Flächen würde eine Revision der seit Stache nicht mehr übersichtlich gemachten Bildungen der Gneis-, Phyllitgneis-, Glimmerschiefer- und Quarzphyllit-»Formationen« nötig machen, einen Versuch, nach den sicher primären und den prätektonischen Unterschieden der Schiefer-Formationen zu fragen. Von solchen Unterschieden wären zum Beispiel Marmore, Quarzite, Gipse auch nach den verschiedensten Veränderungen, primärklastische Gebilde in manchen Fällen und krystalline Schiefer durch Analysenvergleiche erkennbar. In derartigen Kriterien, nicht in Grad oder Art regionaler Metamorphose, wurde von Termier

vornehmlich und von E. Sueß gänzlich der facielle Gegensatz der Deckensysteme gesucht, obgleich Termier die Metamorphose für prätektonisch [1] hält. Gerade dieser Gegensatz zwischen Lepontinum und Ostalpinum beginnt sich zu verwischen. Die im einzelnen schon hervorgehobene Gemeinsamkeit der Kalkmarmore, Dolomite, Quarzite und Grünschiefer [2] auf ostalpinem und lepontinischem Boden im Wurzel- und im Deckenland scheint dem Verfasser auch durch die Annahme weitgehender Ineinanderfaltung der beiden Deckensysteme gegenwärtig nicht zu umschreiben. Ganz zugleich scheint immer mehr von solchen nicht auf Metamorphismus rückführbaren Gegensätzen zwischen der Quarzphyllit-, Phyllitgneis-, Glimmerschiefer- und Gneis-»Formation« zu verschwinden. So enthält zum Beispiel die Gneisformation Hammer's (lL. 18, p. 2) Gneis, Gneisglimmerschiefer, Phyllitgneis, Quarzit, schieferige Grauwacken und Kalke.

Außer der Gemeinsamkeit sicher primärer Charaktere, [3] welche andernorts übersichtlich gemacht werden soll, so weit dies Hammer's Ergebnisse und die Neuaufnahmen des Verfassers derzeit gestatten, sind die Grenzverhältnisse dieser Schieferformationen bemerkenswert. Konkordanz, Übergänge, Rückschwankungen, kurz unscharfe Grenzen sind das Normale und Bezeichnende für Phyllitgneis und Quarzphyllit (vgl. Hammer (L. 14, p. 170, 171), Quarzphyllit und Laaser Schichten (vgl. Hammer, L. 17, p. 514), Gneis (vgl. Hammer, L. 18, p, 12), Quarzphyllit und Glimmerschiefer (vgl. auch Ohnesorge, L. 23, p. 176). Diesen zwei Tatsachen scheint, da im übrigen jeder direkte Anhaltspunkt für einen Altersunterschied zwischen Quarzphyllit, Glimmerschiefer und Phyllitgneis fehlt, die Bezeichnung dieser Glieder als durch Metamorphismus entstandener Facies am besten (Sekundärfacies) vorläufig zu entsprechen.

5. Deckensysteme.

Von P. Termier (L. 39, 40), E. Sueß (L. 32) und V. Uhlig (L. 43) wurde bis jetzt eine Einordnung des Schichtmaterials um das Tauernwestende in Deckensysteme versucht. Die beigefügte Übersicht über die zum Teil voneinander abweichenden Auffassungen dieser Forscher, soweit sie hier genannte Schichtglieder betreffen und überhaupt bis zum Hinweis auf bestimmte Vorkommen des hier beschriebenen Gebietes konkret geworden sind, soll es ermöglichen, in Kürze einige bisherige Aufnahmsergebnisse mit diesen Systemen in Zusammenhang zu bringen. Bei Termier wurde seine letzte Arbeit 1905 zugrunde gelegt. Zu Termier's System ist folgendes zu sagen. Die Greiner Schiefer der ersten Decken sind dasselbe wie die Kalkphyllitgruppe des Krystallophyllien der Tribulaundecke, wie denn auch in der Ähnlichkeit zwischen unterem Tribulaundolomit und Pfitscher Dolomit der Schieferhülle etc. das beste Argument für das triadische Alter des Pfitscher Dolomits liegt, soweit dasselbe für den unteren Tribulaundolomit feststeht. Die erste Decke enthält, wenn auch untergeordnet, schon typischen Kalkphyllit (Schistes lustrées) der zweiten Decke. Die Saile bei Innsbruck, deren Stellung in der dritten oder vierten Decke Termier unbestimmt läßt, ist der Facies nach neben die Tarntaler (vierte Decke) zu stellen. Die Anklänge, welche die Schieferhülle an den Phyllit der vierten Decke zeigt, wurden ausführlich erwähnt.

E. Sueß hat (vgl. p. 176, 187, 225) die Marmore von Laas, Hochweiße, Ratschinges und Sprechenstein verbunden und ohne zu entscheiden ihren lepontinischen (Schieferhüllen-)Charakter vermutet. Dem kann sich diese Darstellung nur anschließen. Wenn man sich wie Termier für die Untrennbarkeit von Ratschingeser Marmor und altem Phyllitgneis entscheidet, so hat man nur die Wahl, den Tuxer Marmor der Rensenzone und Tauernhülle für alt oder die vieux gneis für Trias zu halten. Übrigens sind die

[1] Die von Termier selbst, stärker als ich dies könnte, betonte Abnahme der Intensität des Regionalmetamorphismus in den höheren Decken scheint mir mit seiner Ausprägung in der Wurzelsynklinale schlecht zu harmonieren, da gerade die schwächst metamorphen oberen Decken am spätesten die Gelegenheit, metamorph zu werden, verlassen.

[2] Bezüglich der Grünschiefer gilt dies umsomehr, wenn E. Sueß selbst auch als Amphibolit entwickelte grüne Gesteine des Lepontinums bei Laas annimmt (III, p. 127).

[3] Daß die Bildung solcher Primärcharaktere sich leicht in verschiedenen »Formationen« wiederholen kann, macht es bei Übereinstimmung zweier Serien übereinander in diesen Primärcharakteren noch nicht wahrscheinlich, daß da verschiedene Formationen vorliegen.

P. Termier:

1. Komplexe Decke.	2. Decke.	3. Tribulaundecke.	4. Ortlerdecke.
Zentralgneis. Greinerscholle. Hochstegentrias.	Schistes lustrées. Kalkglimmerschiefer.	Pflerscher und Stubaier Glimmerschiefer Kalkphyllitgruppe du Cristallophyllien. Kalk: Tribulaun, Weißesp. Saile?	Paläozoische Phyllite (Brenner, Steinach, Matrei). Kalk: Tarntal, Mieslkopf, Ortler, Semmering, Mauls, Saile?

E. Suess u. V. Uhlig: Vorläufig lepontinisch:

	Ostalpin:
Pfunderer Phyllite . . . . / Tuxer und Brennerphyllite / Untere Tauernhülle	Quarzphyllit, südl. v. Innsbruck
Greinerzunge	Stubaier und Ötztaler Schiefer
Tauerntrias zwischen Phyllit und Maulser Gneis	Maulser Gneis
Tarntalertrias	Ortlertrias.
Semmering	Maulsertrias.
Tuxer Wacken	Grauwackenzone

— — — —: durch gemeinsame Facies verbunden.

.....: durch vertikalen Übergang verbunden.

(Zusätze des Verf.)

Tuxer Marmore der Schieferhülle und der Rensenzone von den beiderseitigen hochkrystallinen Glimmerschiefern und Gneisen oft keineswegs leichter zu trennen als die Ratschingeser Marmore vom Phyllitgneis und es ist für die Mischung zweier zentralalpiner Gesteine an ihrer Grenze nur in seltenen Fällen mechanische Mischung ganz auszuschließen.

E. Sueß hat die Tribulaundecke als lepontinisch der Schieferhülle wieder angenähert, übereinstimmend mit älteren Darstellungen Termier's. Dagegen erscheint bei Sueß und Uhlig die Maulser Trias als ostalpine der Tarntaler und Semmeringtrias gegenübergestellt, während Termier seinerzeit die Maulser Trias mit der des Semmering ausdrücklich verglichen hat. Sollten die von Uhlig's Schülern geplanten Aufnahmen an der Verbindungslinie zwischen Maulser und Gailtaler Trias den Zusammenhang der beiden neuerlich bestätigen, so wäre nach den in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Vergleichen die Gailtaler Trias mit der Maulser Trias dem Lepontinum Zentraltirols faciell nahegerückt. Es müßten im Sinne von Uhlig's großzügigem Referat Mauls ostalpin, die Brennerdecken lepontinisch sein und damit beginnt sich am Tauernwestende, auch was die Kalke betrifft, der facielle Gegensatz zwischen »ostalpinen« und »lepontinischen« Gebilden zu verwischen. Ebenso überwiegen (vgl. p. 11 [267]) die faciellen Übereinstimmungen zwischen ostalpiner Ortler Trias und lepontinischer Tarntaler Trias über die Verschiedenheiten. Für das Westende der Tauern bestünde, eine deutliche Heteropie gleichalter Facies und ein darauf gestützter Beweis für Deckenbau nur, wenn das mesozoische Alter von Tuxer Marmor und Pfitscher Dolomit nachweisbar und sogar in engere Grenzen einzuschließen wäre.

6. Tabelle zum Übersichtskärtchen.

Tauernwestende *(t)*				**Rensenzone** *(r)*.
Zentralgneise z. T.				»Alte Gneise« z. T.
Porphyrgneise—Augengneise				Augengneise.
Knollengneis				Knollengneis.
Tuxer Marmor.	Tuxer Grauwacken u. Gneis, Tonschiefer.		z. T. als hochkrystalline »Greiner schiefer«	Tuxer Marmor. Grauwackengneis. Tonschiefer.
Pfitscher Dolomit.	Quarzit.	Quarzphyllit$_1$.		Pfitscher Dolomit. Quarzit. Quarzphyllit.
Bänderkalk, Rauhwacke.	Glimmerschiefer.			Rauhwacke. Glimmerschiefer.
Kalkphyllit.	Kohlenstoffquarzit.			Kalkphyllit.
	Kohlenstoffgrauwacke.			
Grünschiefer, Amphibolit, Serpentin, Talk.				Grünschiefer, Amphibolit. Serpentin. Talk.
Aplit als Intrusion in Zentralgneisen, Porphyrgneis, Augengneis.				Intrusionen von »älteren« Orthogneisen im Glimmerschiefer. Von Rensengranit in älteren Orthogneisen, in Tuxer Marmor, in Amphibolit.

Maulser Triaszug *(m)*.	**Kalkwand am Brenner** *(k)*.	**Rieperspitz-Tuxer Joch** *(ri)*.
Phyllitgneis, Augengneis.	Grauwackengneis, Quarzit, Kalkphyllit.	Grauwackengneis, Amphibolit, Quarzit.
Grauwackengneis und Kohlenstoffwacken des »Verrucano«, Amphibolit.	Glimmerschiefer, Quarzphyllit$_1$	Tonschiefer, Quarzphyllit$_1$.
Quarzit, Tonschiefer, Quarzphyllit.	Tonschiefer.	
Kalkphyllit, Marmor	Tuxer Marmor	Kalkphyllit, Tuxer Marmor.
Bänderkalk	Bänderkalk, Pfitscher Dolomit, Rauhwacke	Bänderkalk, Pfitscher Dolomit.
Rauhwacke, Brecciendolomit.		
Diploporendolomit.		

Literaturzitate.

V. R. A. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.
J. R. A. = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt.

1. Becke F. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften. Wien 1895, p. 45.
2. — 1896, p. 15.
3. — 1897, p. 8.
4. — 1898, p. 12.
5. — 1899, p. 5.
6. — Westende der Hohen Tauern. VIII. Führer für die Exkursionen des 9. internationalen Geologenkongresses. Wien 1903.
7. — Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften. Mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXV, Abt. I, Dezember 1906.
8. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. 1902.
9. Diener C. Bau und Bild Österreichs. II, p. 327 ff. Wien, Tempsky, 1903.
10. — Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. Zentralblatt für Min. etc. 1904, p. 161.
11. Frech F. Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wissenschaftliches Ergänzungsheft zur Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. II. Bd., 1. Heft, 1905 bei Lindauer, München.
12. — Über den Gebirgsbau der Alpen. Petermann's Mitteilungen 1908, p. 219, 243, 267.
13. — Lethaea geognostica. II. Teil, 1. Bd., p. 404 ff. Stuttgart, Schweizerbart 1903—1908.
14. Hammer W. Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm J. R. A. 1908, p. 79.
15. — Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. V. R. A. 1908, p. 99 und
16. — V. R. A. 1907, p. 369.
17. — Geologische Beschreibung der Laasergruppe. J. R. A. 1906, p. 497.
18. — Blatt Bormio-Tonale. J. R. A. 1905, p. 1.
19. — Pegmatite der Ortleralpen. V. R. A. 1903, p. 345.
20. — Studien in der Val Furva und Val Zebru. V. R. A. 1902, p. 321.
21. Königsberger J. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner Massiv. Eclogae geol. Helvetiae. Vol. X, Nr. 6. Dez. 1909, p. 852.
22. Lindemann B. Petrographische Studien in der Umgebung von Sterzing in Tirol. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beilageband XXII. 1906, p. 454.
23. Ohnesorge Th. Die vorderen Kühtaier Berge. V. R. A. 1905, p. 175.
24. — Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. V. R. A. 1905, p. 373.
25. Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. Zeitschrift des Ferdinandeums. Innsbruck 1859.
26. Rothpletz A. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart, Schweizerbart. 1894, p. 18, 19, 74, 75, 83, 142 ff. u. a.
27. Sander B. Referat und Bemerkungen zu A. P. Young's Arbeiten im Gebiet der Tarntaler Köpfe. V. R. A. 1910, p. 43.
28. — Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern. (Vorläufige Mitteilung.) V. R. A. 1909, p. 204.
29. — Geologische Beschreibung des Brixner Granits. J. R. A. 1906, p. 707.
30. Stache G. Die palaeozoischen Gebiete der Ostalpen. J. R. A. 1874, p. 135.
31. — Notizen aus den Tiroler Zentralalpen. V. R. A. 1873, p. 221.
32. Sueß E. Das Antlitz der Erde, bes. III. Bd., 2. Hälfte. Wien, Temsky 1909.
33. Sueß F. E. Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. J. R. A. 1894.
34. Teller F. Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette. V. R. A. 1882, p. 241.
35. — Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. V. R. A. 1881, p. 69.
36. — Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Iffingergebiete bei Meran. V. R. A. 1878, p. 392.

37. Teller F. Geologische Mitteilungen aus der Ötztaler Gruppe. V. R. A. 1878, p. 64.

38. — Aufnahmen im oberen Ötz- und Passeiertale. V. R. A. 1877, p. 231.

39. Termier P. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Bulletin de la Soc. Géol. de France 4e série, tome V, p. 209, 1905.

40. — Les nappes des Alpes Orientales et la synthese des Alpes. Ibid. 4e série, tome III, p. 711, 1903.

41. Termier P. Les Schistes cristallins des Alpes Occidentales. Paris. Gauthier-Villars, 1903.

42. Trener G. B. Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. J. R. A. 1906, p. 405 ff.

43. Uhlig V. Über die Tektonik der Ostalpen. Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte. Verhandl. 1909.

44. Young A. P. Structure and Physiography of the Tarntal Mass. Geol. Magaz. August 1909, p. 339.

Übersicht.

	Seite	
I. Kalke und Dolomite	2	[258]
1. Kalkmarmore, Tuxer Marmor	2	[258]
Rensenzone	3	[259]
2. Wenig krystalline bis dichte Kalke. Bänderkalk	4	[260]
3. Dolomite	4	[260]
Dolomitmarmore	4	[260]
Pfitscher Dolomit	5	[261]
Rauhwacken	6	[262]
Eisendolomite	8	[264]
II. Glanzschiefer	11	[267]
III. Quarzite	13	[269]
IV. Grauwacken, Grauwackengneise	18	[274]
V. Knollengneise	22	[278]
VI. Grünschiefer, Serpentin, Talk	27	[283]
VII. Amphibolite	29	[285]
VIII. Phyllite	29	[285]
1. Kalkphyllit	29	[285]
2. Quarzphyllit	35	[291]
IX. Augengneis	39	[295]
X. Greiner Schiefer	40	[296]
XI. Zentralgneise	43	[299]
XII. Allgemeine Bemerkungen	50	[306]
1. Zerrflächen der Phyllite. Phyllitisierung	50	[306]
2. Wurzeln und Decken	52	[308]
3. Charakter der Schieferhülle	53	[309]
4. Schiefer-»Formationen«	56	[312]
5. Deckensysteme	57	[313]
6. Tabelle zur Übersichtsskizze des zonaren Baues. Literatur	60	[316]

Tafelerklärung.

Nr. 1. Übersicht der Verhältnisse zwischen Reckner und Brixener Granit.

Hier wie sonst wurden im Interesse der Übersichtlichkeit gewisse Zusammenfassungen vorgenommen.

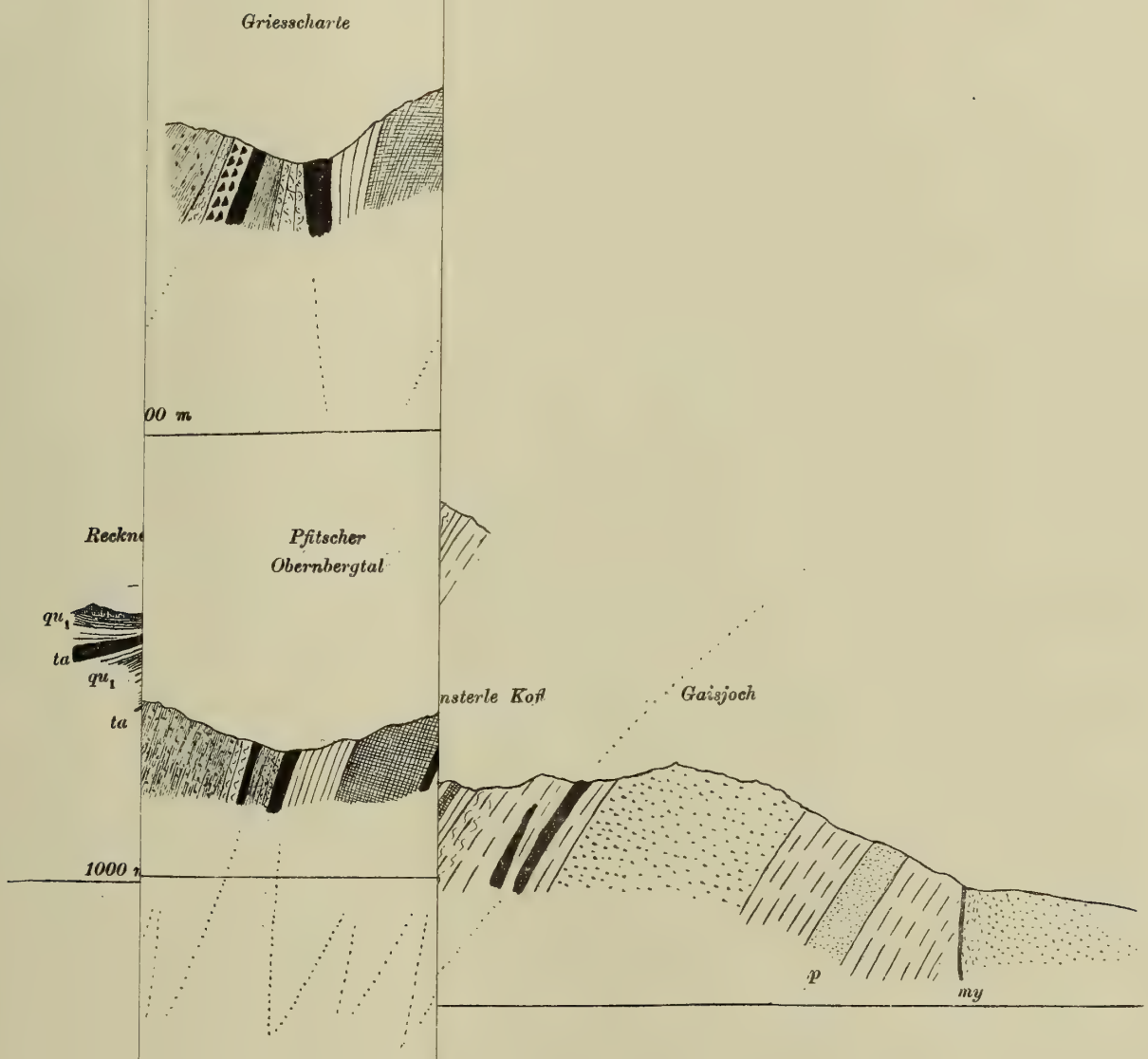
Die gebrochenen theoretischen Linien sind ein Schema für die Annahme, daß die ihnen entsprechenden isoklinen Serien tektonisch kompliziert sind.

Die Frage, wie weit dabei lokale isoklinal verfaltende Stauung, schuppige Einschaltung an Bewegungsschichtflächen, beides zugleich oder die Bildung liegender Faltenpakette in Betracht kommen, ist derzeit häufig unentscheidbar.

Im Einzelnen ist besonders zu betonen: Das allmähliche Verflachen der Nord fallenden Phyllite unter dem Reckner. Das Untertauchen der Tuxer Grauwacken unter die Tuxer Phyllitzone. Die Faltung der Tuxer Gneise.

Bezüglich der Äquivalenz der Ränder der Pfunderer verfalteten Synklinale (mit den Trümmerflächen zwischen Seefelderspitz und *P* 2937 (im Kern) ist zu bemerken, daß bei 11 im Kalkphyllit durch Fallstücke auch Granitgneis und Quarzit nachgewiesen ist (siehe Profil oben: Passenjoch).

Nr. 3. Dieses Profil liegt nicht in einer Geraden, sondern ist ein Schnitt, welcher aus Nordsüd-Richtung in der Wurzelzone Termiers bei Mauls über Nordost gegen Ost biegt. Dieser Schnitt wurde wegen der Verhältnisse in der Wurzelzone gewählt, obgleich die Äquivalenz zwischen der Hülle der Zillertaler Gneise und dem Hangenden der Tuxer Gneise hier weniger zum Ausdruck kommt und die Verfaltung und Streckung der Phyllite in den Synklinen eine Trennung kalkreicher von kalkfreien Lagen nicht zuläßt. Das hier für die Phyllite gewählte Muster soll keine Behauptung über das Ausmaß der Stauchungsfalten enthalten. Besonders zu beachten ist das Anschwellen der unteren Serie (Grauwackengneise, Quarzite, Albitgneise, Spatschiefer, Tuxer Marmor etc.) gegen Nord, ferner das Auftauchen der Zillertaler Gneishülle im Pfitschtalausgang und die im Sinne der Teller'schen Darstellung und Karte von Termier's Profilen abweichenden Verhältnisse im Norden der Maulser Gneise. Die fossilführende Maulser Trias ist umhüllt von Bänderkalk, Marmor und »Verrucano«-Grauwacken der Schieferhülle.



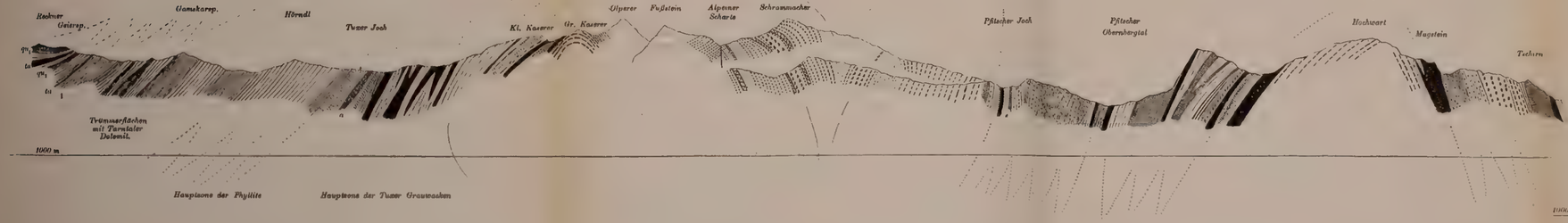
d.kais.Akad.d.Wiss.math

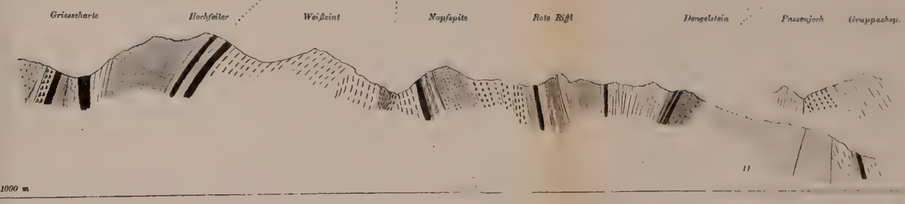
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

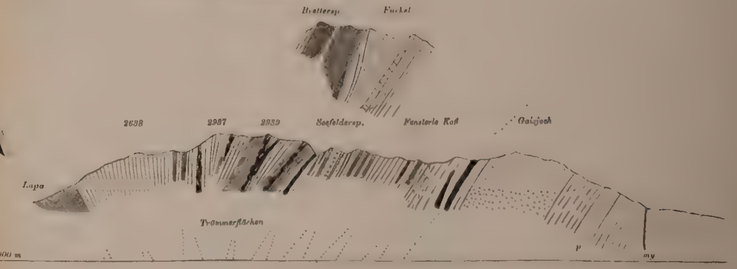
1. Übersichtsprofil Tarntaler Kögel-Brixner Granit

Zeichenerklärung der Profiltafeln:

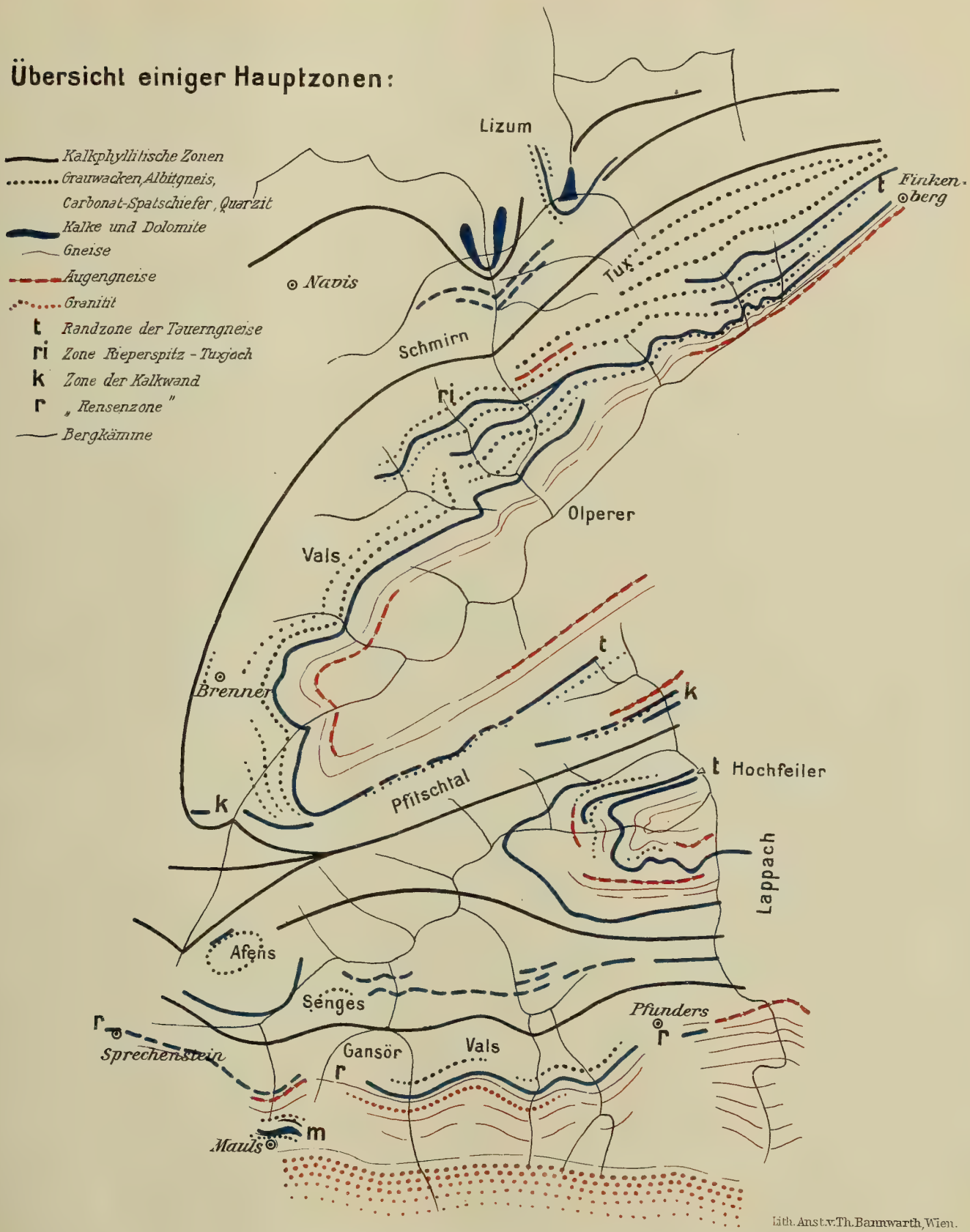
1. Kalke und Dolomite ta "Tarntaler Trias"
2. Mehr (rechts) oder weniger (links) kalkreiche Phyllite
3. Kalkfreie Glanzschiefer und Phyllite q_{ph} Quarzphyllit$_1$
4. Granatphyllit
5. Hornblendegarbenschiefer
6. Quarzite
7. Tuxer Grauwacken und Porphyroide
8. Glimmerschiefer und Quarzit / Albitgneise / bei a sehr glimmerreich | mit rhomboedrischen Carbonat (rechts)
9. Knollengneise
10. Chloritschiefer und Amphibolit, Talk, Serpentin (rechts), a Amphibolit vom Typus Weisshorn i. Sarntal
11. Porphyrische Granite und Gneise
12. Augengneise
13. Lagergneise „Zentralgneise B"
14. Granitgneis
15. Aplitgneis
16. Biotitschiefer
17. Granitit, my Mylonit, p Pegmatit
18. Phyllitgneise

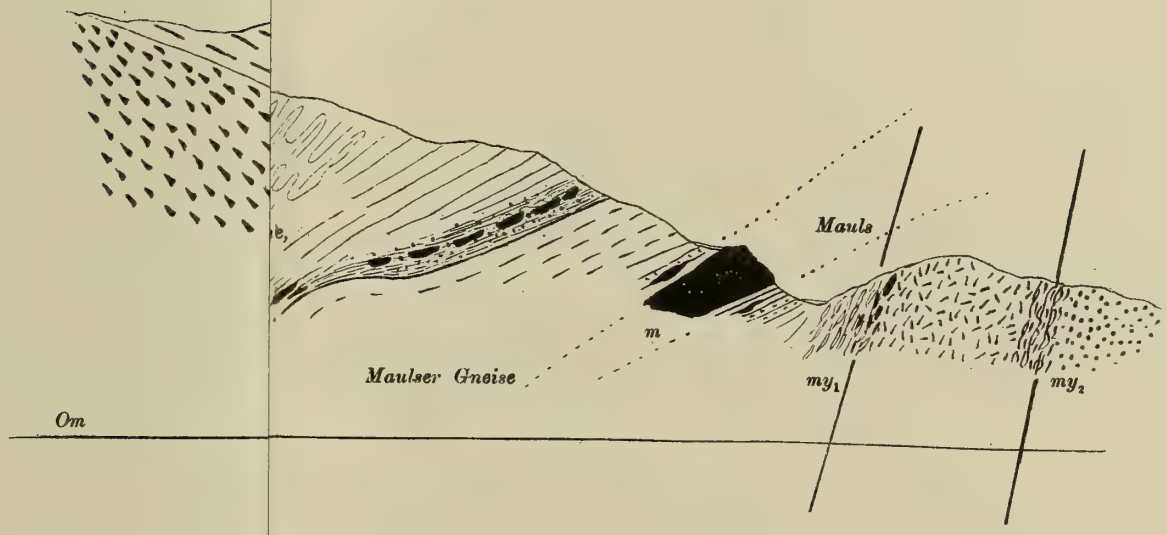






Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.


Übersicht einiger Hauptzonen:
Kalkphyllitische Zonen
Grauwacken, Albitgneis,
Carbonat-Spatschiefer, Quarzit
Kalke und Dolomite
Gneise
Augengneise
Granitit
t Randzone der Tauerngneise
ri Zone Rieperspitz - Tuxjoch
k Zone der Kalkwand
r „ Rensenzone"
Bergkämme
Lizum
Navis
Tux
Schmirn
Finken-
berg
Olperer
Vals
Brenner
Pfitschtal
Hochfeiler
Lappach
Afens
Senges
Sprechenstein
Gansör
Vals
Pfunders
Mauls
m
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.



Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

3. Übersichtsprofil Brenner — Brixner Granit.

ap Vorwiegend aplitische Gneise

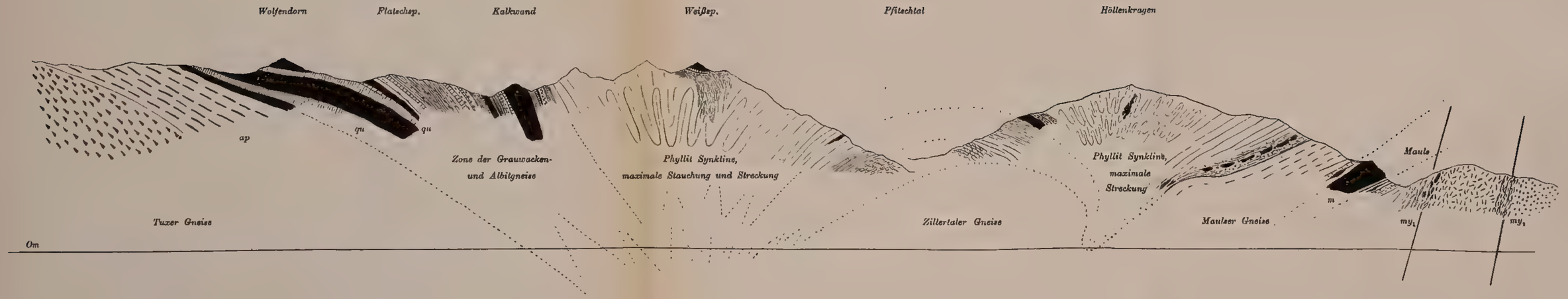
qu Rhätizitschiefer, Quarzphyllit, Kohlenstoffquarzit

m „Maulser Trias"

tg Tonalitgneise

my_1 Kalkhaltige Phyllit-Mylonite

my_2 Vorwiegend Granit-Mylonit



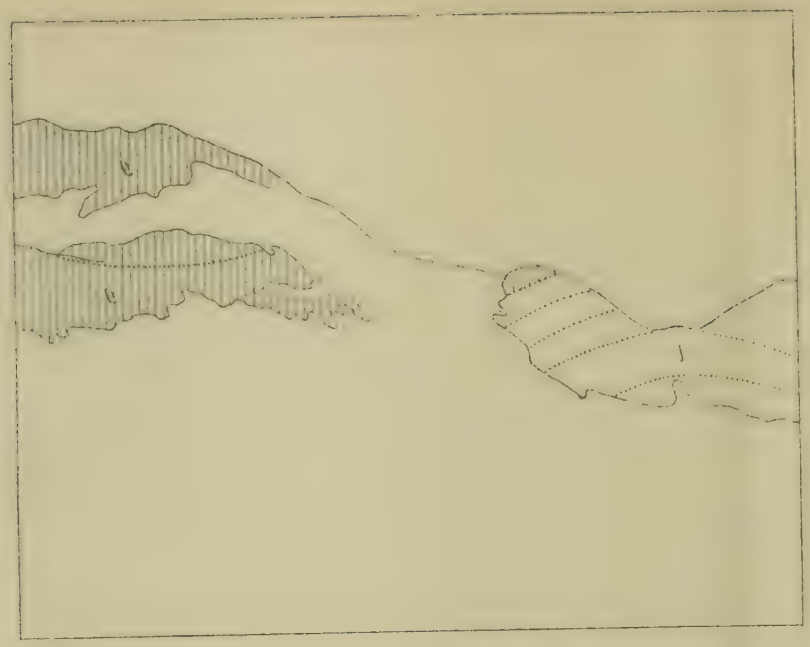
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Die Lagengneise der Antikline zwischen Kl. Kaserer und Wildlahnerscharte fallen nach Süd unter den Granitgneis des Olperer (rechts).

Oleate: l = Lagengneis. g = Granitgneis.

Gefaltete Kalke und Dolomite der Schöberspitze von Osten.

Oleate: qu = Quarzit. kd = Kalk und Dolomit.



Sander.

Die Lagengneise der Antikline zwischen Kl. Kaserer und Wildlahnerscharte fallen nach Süd unter den Granitgneis des Olperer (rechts).

Oleate: l = Lagengneis. ς = Granitgneis.

Gefaltete Kalke und Dolomite der Schöberspitze von Osten.

Oleate: qu = Quarzit. $k\,d$ = Kalk und Dolomit.

GEOLOGIE DER WECHSELBAHN (INSBESONDERE DES GROSZEN HARTBERG-TUNNELS)

VON

DR. HANS MOHR

PRIVATDOZENT DER K. K. TECHNISCHEN HOCHSCHULE IN GRAZ

Mit 1 geologischen Karte des Bahnterrains, 7 Tafeln und 7 Textfiguren

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 10. JULI 1913

Einführung.

Mit der am 12. Oktober 1910 zur Eröffnung gelangten »Wechselbahn« wurde das letzte Teilstück einer zweiten Verbindung Wiens mit Graz dem allgemeinen Verkehr übergeben.

Die neue Strecke nimmt in Aspang, der südlichen Endstation der Eisenbahn Wien—Aspang in einer Seehöhe von 476 *m* ihren Ausgang, durchbricht im Großen Hartberg-Tunnel mit einer kulminierenden Höhe von 674 *m* die Wasserscheide zwischen dem Flußgebiete der Pitten (Nebenfluß der Leitha) und Pinka (Nebenfluß der Raab), um in Friedberg in einer Schienenhöhe von 552 *m* zu endigen. Die von der Bahn zu bewältigende Höhendifferenz beträgt also auf der Nordseite — bei einer Gesamtlänge von etwas über 21 *km* — kaum 200 *m*. Auch sonst mangeln dieser Bahn tiefe Schluchten oder breite Flußtäler, die zu kostspieligeren Kunstbauten genötigt hätten. Und gleichwohl heißt es in dem anläßlich der Eröffnung dieser landschaftlich recht reizenden Strecke erschienenen Gedenkalbum,[1] sie sei das »schwierigste und kostspieligste« Stück der zweiten Verbindung mit Graz gewesen.

Dieser Vorwurf kann sich — ceteris paribus — nach Obigem nur aus rein geologischen Momenten herleiten lassen, wie dies auch aus den Studien des Verfassers klar hervorging, welche im Auftrage und mit Subvention der Tunnelkommission der hohen kaiserlichen Akademie der Wissenschaften unternommen wurden.

Für dieses ehrende Vertrauen gestattet sich der Verfasser an dieser Stelle zugleich seinem Danke Ausdruck zu verleihen.

Der Verfasser konnte sich während der Dauer seiner Arbeit der steten Beratung seiner hochverehrten Lehrer, der Herren Professoren Dr. F. Becke und Dr. V. Uhlig, Mitglieder der Tunnelkommission, erfreuen, welchen hiermit aufrichtigst gedankt sei.

[1] Wechselbahn: Aspang—Friedberg. Juli 1908 bis September 1910. Gewidmet von Bauunternehmung: Ingenieur Chierici und Ingenieur Picha (Los 1 und 4) — Bauunternehmung: Vereinigte Eisenbahnbau- und Betriebsgesellschaft und Dr. Rudolf Mayreder (Los 2 und 3).

War es einerseits der hervorhebenswerten Initiative der k. k. Staatseisenbahndirektion entsprungen, diesen interessanten Bahnbau einer geologischen Detailforschung zugänglich zu machen, so sei hier nicht weniger der Herren der k. k. Bauleitung und insbesondere der Herren Streckeningenieure dankend gedacht, welche so oft nicht Zeit und Mühe sparten, um des Verfassers Arbeit nach Tunlichkeit zu unterstützen.

Auch den Herren der beiden Bauunternehmungen fühlt sich der Verfasser für ihr oft bewiesenes Entgegenkommen sehr verpflichtet.

In einer früheren Arbeit [1] war es dem Verfasser gelungen nachzuweisen, daß im Wechselstock, diesem nordöstlichsten Ausläufer des aus SW heraufstreichenden kristallinen Zentralastes der Alpen, zweierlei kristalline Schieferkomplexe auftreten, welche voneinander durch eine wichtige Dislokationslinie getrennt werden. Diese Störungslinie wurde am Nordrande des Wechselmassivs (südlich Ottertal —Kirchberg—Feistritz) auf eine beträchtliche Erstreckung hin verfolgt. Sie nimmt hier einen ostwestlichen Verlauf und trennt den Schieferkomplex der »Kernserie« von der anscheinend überall unter erstere einschließenden »Wechselserie«.

Ihre Fortsetzung gegen Osten weist auf die Gegend von Aspang, dem Ausgangspunkt der Wechselbahn.

Es konnte daher bereits mit einem Grundstock von wichtigen Beobachtungen an das Studium der Ostflanke des Wechselstockes herangetreten werden, welche gerade durch diesen Bahnbau in denkbar bester Weise aufgeschlossen wurde.

Diese Vorkenntnisse waren umso wertvoller, als die Ergebnisse früherer Untersuchungen dieser — geologisch — scheinbar recht eintönigen Gegend etwas spärlich genannt werden müssen. Von älteren Publikationen, die sich umfassend mit unserem Gebiet oder nur mit besonderen Abschnitten desselben beschäftigen, wären hauptsächlich Czjžek's »Rosaliengebirge und Wechsel« (Wien 1854), Aug. Böhm's »Gesteine des Wechsels« (Wien 1883), Vacek's »Die geologischen Verhältnisse des Wechselgebirges« (Wien 1889) und Hilber's »Tertiärgebiet von Hartberg und Pinkafeld« (Wien 1894) zu erwähnen. [2]

Erst ganz in jüngster Zeit sind einige Publikationen [3] erschienen, denen wir unsere besondere Aufmerksamkeit schenken müssen, weil sie das Ergebnis der Anwendung moderner Anschauungen auf das petrographische Studium dieses Teiles der Zentralalpen darstellen.

Soweit diese Studien aber zu dem allgemeineren Problem der Entstehung der kristallinen Schiefer im Wechselgebirge Stellung nehmen, bildet diese vorliegende Arbeit wohl nicht den passenden Rahmen, um auf dieses Thema ausführlich eingehen zu können.

Was die stratigraphischen und tektonischen Probleme der Studien St. Richarz anlangt, so wird sich im Bereiche dieser Arbeit vielfach Gelegenheit ergeben, auf sie zurückzukommen.

Von einer Würdigung der älteren Untersuchungsberichte glaubt der Verfasser billigerweise Abstand nehmen zu können, da hiezu bereits zwei ältere Arbeiten [4] des Verfassers hinlänglich Anlaß boten.

---

[1] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 1910, p. 104 bis 213.

[2] Siehe Literaturverzeichnis.

[3] P. Steph. Richarz: Geolog.-petrogr. Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanst., Wien, 1910, p. 116 bis 119. — Derselbe: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst., Wien, 1911, p. 285 bis 338.

[4] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc. — Derselbe: Versuch einer tekton. Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen etc.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

Abkürzungen: J. G. R. = Jahrbuch, V. G. R. = Verhandlungen, A. G. R. = Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien; M. P. M. = Tschermaks Mineral. und Petrograph. Mitteilungen Wien.

1831. Sedgwick and Murchison: A sketsch of the structure of the Eastern Alps.

Transactions of the Geolog. Society London. 2. ser., vol. III.

1854. Joh. Cžjžek: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. J. G. R. Bd. V.

C. J. Andrae: Bericht über die Ergebnisse geognost. Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der General-Quartiermeisterstabskarte in Steiermark u. Illyrien während des Sommers 1853. J. G. R. Bd. V.

1863. Ferd. Stoliczka: Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Übersichtsaufnahme des südwestl. Teiles von Ungarn. J. G. R. Bd. XIII.

1868. Fr. v. Hauer: Blatt VI. Östliche Alpenländer; J. G. R. Bd. XVIII.

1871. D. Stur: Geologie der Steiermark. Graz, 1871, p. 69 u. f.

1877. K. Hoffmann: Geolog. Aufnahmsbericht. V. G. R. 1877, p. 14 u. f.

1878. V. Hilber: Die II. Mediterranstufe bei Hartberg in Oststeiermark. V. G. R., p. 53, 54.

1883. Aug. Böhm: Über die Gesteine des Wechsels. M. P. M., Bd. V, p. 197 bis 214.

G. Starkl: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. 3. Über das Vorkommen und Assoziationskreis der »Weißerde« von Aspang. J. G. R., 33. Bd., p. 644 (V. G. R. 1883, p. 157).

1889. M. Vacek: Über die geolog. Verhältnisse des Wechselgebietes. V. G. R. 1889, p. 151 bis 157.

1892. V. Hilber: Sarmatisch-miocäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. des Naturwissensch. Vereines für Steiermark, Graz, Jahrg. 1891, p. 235 u. f.

1893. Konst. Freiherr v. Ettingshausen: Über neue Pflanzenfossilien aus den Tertiärschichten Steiermarks. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 60. Bd., p. 313 u. f.

1894. V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. J. G. R., p. 389 bis 414.

1902. F. Becke: Exkursion nach Aspang. M. P. M., Bd. 21, p. 461.

1907. G. A. Koch: Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Wien 1907.

1908. P. St. Richarz: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Eine petrogr.-geolog. Untersuchung. J. G. R., Bd. LVIII, p. 1 bis 48.

1909. H. Mohr: Bericht über die Verfolgung der geolog. Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Großen Hartberg-Tunnel. Anz. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1909, Nr. XXIII.

1910. H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.), Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien, 1910, p. 104 bis 213.

Ders.: Exkursion in das kristallinische Gebiet bei Aspang am 9. Mai 1910. Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien 1910, p. 487, 488.

1910. H. Mohr: Zweiter Bericht über die Verfolgung der geolog. Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn, insbesondere im Großen Hartberg-Tunnel (Durchschlag im Großen Hartberg- und im Wiesenhöfer-Tunnel). Anz. der kais. Akad. der Wiss. in Wien 1910, Nr. IV.

Ders.: Dritter Bericht über geolog. Untersuchungen längs der neuen Wechselbahn. Anz. der kais. Akad. der Wiss. in Wien 1910, Nr. XX.

P. Steph. Richarz: Geolog.-petrograph. Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. V. G. R. Wien 1910, p. 116 bis 119.

1911. P. Steph. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). J. G. R. 1911, p. 285 bis 338.

H. Mohr: Bemerkungen zu St. Richarz »Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich)«. V. G. R. 1911, p. 278 bis 281.

Dazu siehe Referat über P. Steph. Richarz: »Die Umgebung von Aspang am Wechsel«, in Mitteil. der Geol. Ges. in Wien 1911, p. 639 bis 642.

1912. L. Kober: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss. in Wien, math.-naturw. Klasse, Bd. 88.

H. Mohr: Vorbericht über: »Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen« im Anz. der kais. Akad. d. Wiss. Wien 1912, Nr. IX.

Ders.: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, Bd. 62, Heft 4.

1913. H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss. in Wien, math.-naturw. Klasse, Bd. 88.

Wenn wir auf die geologische Karte des Bahngeländes einen Blick werfen, so sehen wir zwei stratigraphische Hauptgruppen sich in den Schichtenbau teilen.

Erstens das metamorphe Grundgebirge, welches das Geländerelief in Niederösterreich und westlich der Bahntrasse auch in Steiermark bestimmt.

Und zweitens das transgressive Jungtertiär, dessen Geländeformen, so weit es dem sogenannten »Sinnersdorfer« Konglomerat zugehört, noch den »buckligen« Charakter unseres Gebirges gegen die pannonische Niederung zu ausklingen lassen. Der Beginn der Ebene im Süden wird von der — jüngeren — Stufe von Friedberg [1] begleitet.

Die erste Hauptgruppe wieder gliedert sich in zwei petrographisch voneinander sehr erheblich abweichende Schiefersysteme. Den Norden und Osten des kartierten Gebietes nehmen — soweit nicht Tertiär den Unterbau verhüllt — die kristallinen Schiefer der Kernserie ein. Sie ziehen demnach aus der Gegend des Feistritztales im weiten Bogen über das Pittental nach Süden und schließen auf diese Weise die Region der Wechselserie — ein kristallinischer Schieferkomplex von ganz anderer Ausbildung, — welcher der ganze Westen des Bahngeländes zufällt, nach Osten ab.

Die Grenze beider erschloß gerade der Bahnbau in einer Fülle der interessantesten Anschnitte und Profile.

Es ist demnach die gleiche vom Nordrande des Wechselmassivs bereits bekannte und beschriebene tektonische Leitlinie, welche auch im Osten der Wechselserie eine Scheide setzt, um in ihrem südlichen Verlaufe unter der jugendlichen Auskleidung des pannonischen Beckens zu verschwinden.

Zwischen den beiden kristallinischen Schieferkomplexen der Wechsel- und Kernserie lassen sich vorderhand gar keine Parallelismen oder Verschiedenheiten in stratigraphischer Hinsicht feststellen.

---

[1] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, 1912, p. 649.

Ihre Besprechung muß sich deshalb gesondert vollziehen.

Im Anschlusse daran wird es am Platze sein, über das im Kartengebiete auftretende metamorphe Permomesozoikum zu berichten. Wenn auch seine Bedeutung als Bauglied des Bahngeländes gering zu veranschlagen ist, so ist umso wichtiger die Art seines Auftretens, das sich immer an tektonisch wichtige Leitlinien gebunden zeigt.

Ein weiterer Teil unserer Arbeit wird der Behandlung des Känozoikums gewidmet sein, das in der Umgebung der Wechselbahn durch das ältere Sinnersdorfer Konglomerat, die Stufe von Friedberg [1] und das Quartär vertreten wird.

Nach der petrographischen und stratigraphischen Übersicht wird sich ein zweiter Teil der Arbeit mit den Aufschlüssen des Bahnbaues beschäftigen, an welchen sich als dritter Teil eine zusammenfassende Würdigung des neugewonnenen Beobachtungsmateriales mit einigen aus diesem gefolgerten Schlüssen angliedern soll.

---

[1] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, 1912, Bd. 62.

I. TEIL.

A. Das krystalline Grundgebirge.

I. Die Wechselserie.

a) Petrographie.

Wenn wir uns, von Norden her kommend, dem Wechselmassiv nähern, so fällt uns bereits aus großer Entfernung der merkwürdige Formengegensatz auf, der sich darin ausprägt, daß einem ungegliederten Hintergrunde (»Wechselserie«) ein »buckeliges« Vorland (»Kernserie«) vorgelagert ist.

Der stratigraphisch höchst einförmige Aufbau des Wechsels, welcher einer Schieferzone gegenübertritt, die sich durch Zwischenschaltung von widerstandsfähigerem Granitgneis weit wechselvoller gliedert, bedingt diesen Gegensatz.[1]

Reichliche Abwechslung im Streichen und Fallen begünstigt diese Oberflächenentwicklung.

Völlig anders verhält sich diesbezüglich die Wechselserie. Mit einer merkwürdigen Beharrlichkeit behaupten die Gesteine des Wechsels in diesem östlichen Teile des Verbreitungsgebietes ihre Streich- und Fallrichtung. (Der größere Teil des Wechsels bildet übrigens darin keine Ausnahme.) Das nordnordwestliche Generalstreichen bewirkt bei westsüdwestlichem Verflächen auf der ganzen Linie ihrer östlichen Begrenzung ein stumpfes Auflagern der periklinal vom Wechsel abfallenden Kerngesteine auf den Schichtköpfen der Wechselgneise. Die meisten Gesteine der Wechselserie, Albitgneise, Glimmerschiefer (auch mit Granaten und Chloritoid), Albitphyllite, Grünschiefer (mit mehr oder weniger Hornblende) etc. zeigen keine beträchtlichen Unterschiede der Festigkeit. Nur die Amphibolite und Orthogneise im Hinterlande von Friedberg bilden darin eine Ausnahme. Ihr Verbreitungsgebiet ist aber zu beschränkt. Dementsprechend fallen auf jeder besseren Karte die langen ungegliederten Täler und die eintönig hinziehenden Bergrücken in diesem Teil der Zentralzone auf.

Bei der Beschreibung dieser petrographisch und tektonisch wohlbegrenzten Region der Wechselserie gebricht es uns an einem praktikablen Einteilungsgrund: einer sichergestellten Altersfolge der Gesteine.

Die isoklinale Lagerung der Wechselgesteine würde zwar in der Gegend von Ober-Aspang die ältesten Gesteine erwarten lassen; es kann dies vielleicht den tatsächlichen Verhältnissen wirklich entsprechen, wir besitzen aber für diese Annahme keinerlei maßgebende Anhaltspunkte. Die Art und Höhe der Umkrystallisation ist sogar nach den landläufigen Vorstellungen in diesem Bereiche geringer als beispielsweise nördlich von Friedberg oder beim Hallerhaus (Steinerne Stiege), welche Region sich der Lagerung nach im Hangenden der scheinbar weniger metamorphen Gesteine bei Ober-Aspang befindet.

Es können deshalb für die Reihenfolge der Beschreibung nur rein petrographische Momente maßgebend sein und wir beginnen mit dem wichtigsten Gestein, dem Albitgneis.

Albitgneis: Es ist ein graues bis grünlichgraues, gut geschiefertes Gestein, in typischen Stücken schön geknotet durch Feldspateinsprenglinge (Porphyroblasten), welche, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, dem Albit angehören. Größe der Knoten 2 bis 3 *mm* (auch 5, ja bis 7 *mm*). Quarz wenig

---

[1] Der Volksmund trägt dieser charakteristischen Morphologie Rechnung: er nennt das Land nordöstl. vom Wechselmassiv bis zum Beginn der ungarischen Niederung »Bucklige Welt«.

hervortretend; öfter lagenweise in unscheinbarer Verteilung, seltener Linsen oder Schwielen bildend. Auf den Schieferungsflächen ziemlich starker Schimmer infolge des Sericitbelages; mit diesem verwachsen ein grünlicher Glimmer.

Durch Zurücktreten der Feldspatknoten alle möglichen Übergänge zu phyllitischen oder glimmerschieferähnlichen Gesteinen.

Innere Zertrümmerung oft mit freiem Auge erkennbar. (Zerdrückte Albitknoten und griesig zermalmter Quarz.)

(Es lag der Gedanke nahe, dieses Gestein, welches wie die Analyse bewiesen hat, ein Paragneis ist, als albitführenden Glimmerschiefer zu bezeichnen. Doch scheint sich mehr oder weniger der Brauch eingebürgert zu haben, dem akzessorischen Granat fast wesentliche Bedeutung bei der Fassung des Begriffes »Glimmerschiefer« beizumessen. Insbesondere aber aus dem ersten Grunde, der stetigen Albitbegleitung, schöpft der Verfasser hinreichende Berechtigung, um bei der Bezeichnungsweise »Albitgneis« zu verbleiben.)

Wichtige Aufschlüsse im Albitgneis: Außer den Aufschlüssen längs der offenen Strecke und in den Tunnels sei hier besonders auf einige petrographisch wichtige Steinbrüche verwiesen, welche es gestatten, das Gestein im frischen Zustande zu studieren.

Schöne, frische Albitgneise hat der westliche große Steinbruch am Mittereggberg südwestlich Aspang erschlossen. Das Gestein ist hier mittelknotig entwickelt und von weißen Quarzadern stark durchsetzt, welche in der Regel nach den Schieferungsflächen verlaufen. In den Gängchen etwas Karbonat (Ankerit?), ob auch Albit? Gesamtverflächen unter 30° nach W 40° S.[1]

Der große Steinbruch westlich nahe der Station Ausschlag-Zöbern (an der Weggabel im Kohlgraben) hat sehr feste, grobknotige Albitgneise geliefert.

Grünlichgraues Gestein mit zahlreichen bis zu halbzentimetergroßen Albitknoten. Ebenso dicke Quarzlagen begleiten untergeordnet und alternierend die Schieferung. Die Flächen dieser sind von feinschuppigem Muskovit, der mit einem schmutziggrünen Chlorit innig verflößt ist, bedeckt. Hie und da ein zwei-, drei Millimeter langes Turmalinsäulchen. Das Gestein scheint einem ziemlich heftigen Schieferungsdruck (Stress) ausgesetzt gewesen zu sein, der seiner Festigkeit jedoch keinen Abbruch tat.

U. d. M.: Der Schliff ist sehr reich an Albit und Quarz und ärmer an glimmerigen Gemengteilen. Deren spärliche Züge, welche hauptsächlich die Schieferung markieren, sind lepidoblastisch ausgebildet, aber mechanisch stark beeinflußt (zerrissen). Ein reichlich vorhandenes kleinkörniges Mosaik von Quarz und Feldspat — augenscheinlich auf mechanischem Wege entstanden — zeigt die Tendenz, sich dem lamellaren Gefüge anzupassen.

Dies ist das Grundgewebe, in welchem die großen Porphyroblasten des Albit eingebettet sind. Daß es sich wirklich um Albit handelt, ersieht man aus der Auslöschungsschiefe eines annähernd senkreckt zu c geschnittenen Individuums, in welchem die Trasse der Achsenebene mit den Spaltrissen nach P 18° einschließt. Aus dem Vergleich von α' und γ' mit Kanadabalsam ergibt sich weiter, daß

$$\alpha' \leqslant \text{Kanadabalsam}$$
$$\text{und } \gamma' \sim \text{Kanadabalsam}$$

(wobei gleichfalls der Schnitt annähernd normal zur I. Bisektrix lag). Im Vergleich mit Quarz war die Lichtbrechung des Kanadabalsams sehr stark $<$ als ε, ω merklich $>$ als dieser.

Die Doppelbrechung war positiv.

Eine ganz einfache Verzwilligung nach M ist äußerst selten. Auch von den Spaltbarkeitsrichtungen ist nur jene nach P durch feine Risse angedeutet.

Vielerlei sind die Einschlüsse, welche nicht selten zu Helizitstrukturen Anlaß geben. Pistacit, Chlorit, Sericit, Carbonat, Erz etc. beteiligen sich daran, auch größere, ganz unregelmäßige Quarzpartien.

Auch an den rundlichen Albitknoten äußern sich frische mechanische Einflüsse; die Albite sind in mehrere Teile zerlegt, deren Auslöschung nahe aneinander liegt, die Spaltrisse nach P klaffen, Sprünge sind wohl auch mit Karbonat und Zerreibsel ausgefüllt, ja manche Knoten scheinen sich überhaupt in das kleinkörnige Albitmosaik aufzulösen.

Der Quarz ist einschlußfrei. Er tritt niemals in so großen Individuen auf wie der Albit. Seine kleinkörnigen Partien bilden in der Regel ein grob verzahntes Pflaster, in welches auch Albit untergeordnet eintreten kann. Undulöse Auslöschung ist merkwürdig selten zu beobachten.

Von den glimmerigen Gemengteilen überwiegt der Muskovit.

---

[1] Die in der Arbeit angeführten Kompaßdaten beziehen sich sämtlich auf die astronomische Nordrichtung.

Seine zerfetzten Tafeln lassen in den Schieferungsflächen (zugleich Bewegungsflächen) heftige mechanische Beeinflussung erkennen.

Der mit ihm gesellig auftretende, auch parallel verwachsene Chlorit ist stark pleochroitisch (von lichtgelblichgrün zu smaragdgrün). Ein Achsenbild ist nicht zu bemerken (verschwommen); die Interferenzfarbe ein abnormales Dunkel-rotviolett. Es wird also Pennin sein.

Nach c schwach gelbliche, sonst fast farblose Körner von Pistazit sind nur wenige und isolierte vorhanden. Häufig sind sie nach *b* etwas gestreckt und zerfallen in ein Körneraggregat.

Vielleicht etwas reichlicher ist ein farbloses Carbonat (Calzit) vertreten. Man sieht es sich gerne in Klüften ansiedeln, doch finden sich seine isolierten Körner auch im Quarzgefüge und in den Albiten.

Das relativ reich vorhandene schwarze Erz zeigt einmal eine Oktaëderform und dürfte dem Magnetit zuzurechnen sein.

Gelbliche Körnerhaufen von sehr hoher Lichtbrechung, die sich an die Nähe der Erzkörnchen halten, werden zum Rutil gestellt.

Apatit konnte in diesem Schliff nicht beobachtet werden.

Die Steinbrüche im Graben südlich Mönichkirchen waren zum größten Teil auf einen massigen Amphibolit angelegt, zum geringeren lieferten sie einen schönen, festen, grobknotigen, manchmal auch weniger knotigen Gneis, der sehr reich an Albit und Quarz und etwas weniger schiefrig war. Dieses Gestein wurde auch einer Analyse zugeführt.

Eine solche grünlichgraue (ziemlich viel Chlorit), aber weniger knotige, sehr frische Gesteinsprobe zeigt u. d. M. folgendes Bild.

Man sieht den Quarz in lamellaren Zügen den Schliff durchsetzen. In diesen selbst zeigt er sich als — zum Teil grob verzahntes — Pflaster. Der Quarz ist einschlußfrei, ohne Kataklase, ohne undulöse Auslöschung.

Der Albit bildet große Porphyroblasten. Diese Körner sind aber in einzelne Teile zerlegt, deren Auslöschungsschiefe nahe aneinander liegt. Zum Beweise der ehemaligen Zusammengehörigkeit setzen die Spaltrisse (nach *P*) durch das ganze Aggregat durch (Kataklase). Die Albitporphyroblasten lassen keinen Idiomorphismus, keine ganzrandige Umgrenzung und äußerst selten Zwillingsstreifung erkennen.

Der Einschlußreichtum an allen übrigen Komponenten des Schliffes wird in den Albiten konstant beobachtet.

Muskovit und Chlorit begleiten in parallelen Zügen die Quarzlamellen und bilden die Schieferung.

Ersterer tritt in größeren Flittern und Blättchen, zum Teil aber auch feinschuppig und fetzig (im Albit) auf und nähert sich dem Sericit.

Der Chlorit ist ein Pennin. Er tritt wie der Muskovit auf, zeigt abnormale Interferenzfarben (violettrot) und den Pleochroismus von satt grasgrün zu lichtgelblichgrün.

Die verstreuten Epidot-(Pistacit-)körner sind etwas stengelig nach *b* ausgebildet. Querschnitte zu *b* zeigen in der Regel spitzrhombische Umrisse, das heißt Idiomorphismus nach dieser Zone, während Flächenausbildung an den beiden Polen von *b* nicht beobachtet werden konnte. Homogene Körner lassen nur in der c-Richtung eine merkliche Färbung erkennen:

$\mathfrak{a}$ = farblos,
$\mathfrak{b}$ = farblos,
und $\mathfrak{c}$ = licht zitronengelb bis schmutziggelb.

Zahlreiche Epidotkörner sind inhomogen und zeigen schöne orthitische Kerne. Die Umgrenzung dieser läuft in den spitzrhombischen Querschnitten zur *b*-Achse (des Epidot) mit der Umgrenzung des letzteren parallel. An einem in dieser Art geschnittenen Orthitkern beobachteten wir folgenden Pleochroismus:

$\mathfrak{a}$ = sehr licht gelblichbraun (von Epidot dann nicht immer verschieden.)
$\mathfrak{c}$ = schmutzigbraun (satter).

Winkel $\mathfrak{a}$ gegen 100 (Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr. etc., Bd. I, II. Hälfte, p. 287) wurde zu 34 bis 36° bestimmt. Die Auslöschungsschiefe der orthitischen Kerne ist demnach sehr verschieden von jener der Epidothülle.

Es hat auch hier den Anschein, als würde der Epidot auf Kosten des Orthit wachsen (siehe auch Rosenbusch, l. c., p. 288).

Als Einschlüsse bemerkt man im Orthit sehr häufig Erzpartikelchen und Rutil.

Klaffende Sprünge im Epidot sind nicht selten durch Chlorit und Quarz wieder verheilt.

Ganz seltene Körner von gleicher Größe wie der Epidot und gleicher Lichtbrechung, aber einem bläulichgrauen Polarisationston gehören wahrscheinlich zum Apatit.

Das nicht gerade spärliche, schwarzopake Erz tritt in Körnern, aber auch in Blättchen (Titaneisenglimmer?) auf und ist jedenfalls titanhältig. Die honiggelben Krystallhaufen um das Erz sind wahrscheinlich Rutil und nicht Titanit.

Auch sonst zeigt sich Rutil in Säulchen im ganzen Gestein sehr verbreitet.

Sehr spärliche rundliche Körnchen von sehr hoher Lichtbrechung sind zirkonverdächtig.

Die Analyse dieses Gesteins[1] hatte folgendes Ergebnis:

	Gewichtsprozente	Molekularprozente
SiO_2	60·55	70·6
TiO_2	1·09	1·0
Al_2O_3	19·96	13·8
Fe_2O_3	1·89	6·0
FeO	4·41	
MnO	—	—
MgO	0·42	0·7
CaO	1·03	1·3
Na_2O	3·60	4·1
K_2O	3·50	2·5
CO_2	—	—
H_2O (Glühverlust)	3·46	
P_2O_5	Sp.	
	99·91	

Die Auswertung dieser Analyse[2] ergibt im Sinne Grubenmann's einen Tonerdeüberschuß von $T = 5·9$ (bei Richarz[3]) $T = 7·45$), welche Zahl unverkennbar auf ein Sediment hindeutet.

Das Analysenergebnis steht völlig im Einklang mit der Art des geologischen Auftretens der Albitgneise. Sie zeigen besonders senkrecht zum Streichen eine große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung (was das relative Mengenverhältnis der Komponenten betrifft) und mancherlei Übergänge in mehr phyllitische Gesteine, aber auch in echte Granatglimmerschiefer. Ein Vergleich unserer Analyse mit der, welche Richarz[4] publizierte, macht das Schwankende der Zusammensetzung sehr klar (bei Richarz 71% SiO_2).

Sehr auffällig und bemerkenswert ist der hohe Natrongehalt (3·60%), er übertrifft in der vorigen Analyse sogar den Kaligehalt (3·50%). Wie wieder Richarz' Analyse erkennen läßt, muß dieses Vorwiegen der Natronsubstanz nicht immer zutreffen. Der allgemeine Eindruck geht aber wohl dahin, daß die Albitgneise durch einen Überschuß an Natron gegenüber Kali gekennzeichnet sind. Dies scheint nun bei tonig-sedimentogenen krystallinen Schiefern keineswegs die Regel zu sein.[5]

Um diesen hohen Natrongehalt zu erklären, hat Richarz angenommen, er sei sekundären Ursprunges, das heißt erst später in die Schiefer infiltriert worden. Als Zufuhrwege werden von Richarz gewisse »Albitpegmatite« (das sind mit grobspätigem Albit und Quarz ausgefüllte Gänge, welche im Wechselgneis ab und zu angetroffen werden) angesehen.

Die zahlreichen Gründe, welche gegen diese Annahme sprechen, wurden vom Verfasser in einer älteren Notiz[6] angeführt. Es erübrigt darauf zu verweisen und neuerdings zu betonen, daß sehr wenig Grund dafür vorhanden ist, die Lösung der Frage auf diesem Wege zu suchen.

Wenn man alle Erklärungsversuche gegeneinander abwägt, so bleibt in der Tat jener am plausibelsten, welcher den hohen Natrongehalt als primär anspricht und ihn mit der ursprünglichen Zusammensetzung des Detritus in Einklang zu bringen sucht.[7]

---

[1] Analyse von M. Dittrich in Heidelberg. Die Kosten dieser und der folgenden Analysen von Grünschiefer und Amphibolit wurden aus dem Zepharovichfond der k. Akademie bestritten.

[2] Diese Berechnung hatte Herr Prof. F. Becke die Güte dem Verfasser zur Verfügung zu stellen.

[3] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 321.

[4] l. c. p. 320, 321.

[5] U. Grubenmann: Die krystallinen Schiefer. Berlin 1910, p. 162.

[6] Referat über St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 1911, p. 642.

[7] Von der ebenfalls in Erwägung gezogenen Möglichkeit, ob nicht der Natrongehalt auf diffusivem Wege aus den eingeschalteten Grünschiefern und Amphiboliten in die Schiefer eingedrungen sein könnte, ist der Verfasser sehr bald abgekommen.

Auf der Suche nach Analysen solcher sicherer Sedimente, deren $Na_2O > K_2O$ fielen dem Verfasser in Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre[1] besonders folgende Analysen auf:

1. (auf p. 391): Analyse Nr. 17. Taveyannaz-Sandstein, Taveyannaz-Alpe; Diablerets, Schweiz.

2. (auf p. 420): Analyse Nr. 14. Toniger Tiefseeschlamm aus 5422 *m* Tiefe zwischen Neuseeland und Tahiti und

3. Analyse Nr. 15. Toniger Tiefseeschlamm aus 4956 *m* Tiefe westlich von den Gesellschaftsinseln, Stiller Ozean.

Besonders 1. und 2. zeigen ein beträchtliches Vorwalten von Na_2O gegen K_2O (bei 1. $Na_2O = 3{\cdot}83$, $K_2O = 0{\cdot}65$; bei 2. $Na_2O = 4{\cdot}92$, $K_2O = 2{\cdot}82$).

Nun ist zu erwähnen, daß der Taveyannaz-Sandstein, der sich auch sonst in seiner Analyse an den Wechselgneis etwas anlehnt, vielleicht in seinen meisten Typen als ein Tuffit anzusprechen ist, der seine grünlichen Beimengungen von irgendeinem basischen Eruptivgestein bezieht.

Andrerseits wieder scheinen gerade vulkanischer Staub und Zersetzungsprodukte ebensolcher Agglomerate in den Tiefseesedimenten keine unbedeutende Rolle zu spielen.

So wird es annehmbar, dem Wechselgneis einen ursprünglichen Tuffcharakter zuzuschreiben oder in ihm ein Sediment zu sehen, dem wenigstens tuffige Beimengungen nicht abgehen.

Man würde dieses vulkanische Material mit den metamorphen basischen Decken im Zusammenhang zu bringen haben, die in der Wechselserie eine so große Rolle spielen.

Vergleichsgesteine (krystalline Schiefer) von ähnlicher chemischer Konstitution scheinen nicht häufig zu sein. Erst durch eine neuere Arbeit F. Becke's[2] werden solche bekannt. Sein Großarl-Typus,[3] ein in der unteren Stufe der Schieferhülle weitverbreitetes Gestein, ist ein Glimmerschiefer mit reichlichen Albitknoten und besitzt im Si — U — L = Dreieck die Gruppenwerte:

$$Si = 58{\cdot}7$$
$$U = 28{\cdot}8$$
$$L = 12{\cdot}5.$$

Wenn man nun in gleicher Weise für den Wechselgneis die Si—U—L = Gruppen bildet, so erhält man folgende Zahlen:

$$Si = 59{\cdot}7$$
$$U = 28{\cdot}5$$
$$L = 12{\cdot}0.$$

Die Übereinstimmung ist in der Tat sehr gut.

An Unterschieden ist zu erwähnen, daß erstens der K_2O-Gehalt des Großarl-Typus sehr groß ist ($= 4{\cdot}90\%$) und gegen den Na_2O-Gehalt ($= 3{\cdot}20\%$) erheblich vorwaltet. Ferner zeigen nach Becke die Albitknoten öfter Albitoligoklassäume, welche Beobachtung bei den Wechselgneisen niemals gemacht wurde.

---

[1] l. c., Stuttgart 1898, p. 391 und 420.

[2] F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wiss., mathem.-naturw. Kl. LXXV. Bd. Wien 1912.

Anm.: Es erhält hiedurch auch jene Vermutung des Verfassers, welche in einer früheren Arbeit (H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19) ausgesprochen wurde, daß sich nämlich in den Gesteinen der Wechseldecke Äquivalente der Tauernschieferhülle verbergen könnten, eine erfreuliche Stütze. Die petrographischen Analogien erstrecken sich demnach nicht allein auf die Grünschiefer — wie damals angegeben wurde — sondern auch auf die Sedimentgesteine vom Großarl-Typus.

[3] l. c., p. 57; Analyse p. 41.

Das hohe L bringt im Si—U—L = Dreieck den Großarl-Typus in die Nachbarschaft der Eruptivgesteine[1], und F. Becke hebt hervor, daß es naheliegt, diese ungewöhnliche Erhöhung des Gehaltes an löslichen Alkalien auf Rechnung der Nähe des Zentralgneises zu setzen. In diesem Falle wäre es jedenfalls bedeutsam zu wissen, ob die im Liegenden dieser Glimmerschiefer auftretenden — das heißt dem Zentralgneis noch näheren — Kalklager des Großarltales an der gleichen Alkalienzufuhr partizipierten.

Im Anschluß an die typischen Albitgneise müssen Albitphyllite erwähnt werden, welche keine selbständige Stellung einnehmen, sondern aus ersteren durch Abnahme der Grobkristallinität und des Feldspates hervorgehen. Ihre Verbreitung ist eine bescheidene. Vorzüglich scheinen sie sich an die Nähe der großen Überschiebungsfläche des Ostrandes der Wechselserie zu halten und es spricht manches dafür, daß diese phyllitischen Abarten des Wechselgneises hier diaphthoritisierenden Prozessen im Sinne Becke's ihre Entstehung verdanken.

Ein solcher Phyllit vom ersten Geländeanschnitt der Trasse westlich von Ober-Aspang zeigt sich von zahllosen Quetschflächen durchzogen, welche von verschmierten Sericitchloritbestegen besetzt sind. Quarzlamellen begleiten nicht selten die Schieferung.

U. d. M. gewahren wir das Bild starker Kataklase. Der Schliff ist sehr reich an glimmerigem Material (Sericit und Chlorit), welches einen verworrenen Filz bildet. Die eingeschalteten reineren Bänder von Quarz zeigen entweder Mörtelstruktur oder — seltener — innigste Verzahnung der Körner mit starker undulöser Auslöschung.

Das gleiche Verhalten beobachten wir beim Albit. Und da beide — Quarz und Albit — sehr selten aneinandergrenzend auftreten — es schieben sich fast immer einige Glimmerschüppchen dazwischen —, so ist es kaum möglich sie auseinander zu halten. Zu dem vermissen wir in diesem Gestein jene reichlichen Einschlüsse im Plagioklas, die uns sonst instand setzen, das gegenseitige Mengenverhältnis von Quarz und Albit abzuschätzen.

Von den schuppigen Gemengteilen überwiegt der Sericit, über welchen sich nichts Hervorhebenswertes berichten läßt.

Bei dem ebenfalls nicht spärlichen Chlorit beobachten wir einen Pleochroismus von satt smaragdgrün zu gelblichgrün (Spaltrisse quer zum Nicol). Das abnormale Violettrot der Interferenz deutet auf Pennin.

Eine aller Wahrscheinlichkeit nach von zersetztem Kies (es finden sich im Schliff würfelförmige Körperchen und Aggregate von solchen, welche von einer bräunlichen Schmiere umgeben sind) sich ableitende gelbe kolloidale Schmiere erzeugt, wenn sie den Chlorit imprägniert, einen dem Biotit ähnlichen Pleochroismus und eine scheinbare Steigerung der Doppelbrechung. Diese Erscheinungen sind aber nicht, wie die Beobachtung vieler anderer Schliffe (Kernserie) lehrt, mit der Chloritisierung eines ursprünglich vorhandenen Biotit in Zusammenhang zu bringen.

Epidot (Pistazit) wurde äußerst wenig beobachtet. Ein größeres Individuum ist quer zur Längserstreckung in mehrere Bruchstücke zerlegt.

Auch einige Reste von Orthit finden sich vor, die sich unter Erzausscheidung in eine krümelige Masse auflösen.

Erz ist relativ reichlich vorhanden; bläulich-metallisch glänzend wird es von einem schwachen Titanomorphit (Leukoxen)-rinde umrandet (Ilmenit).

Nicht selten treffen wir im Schliffe auch die kurzen honiggelben Säulchen von Rutil.

Ein paar größere vereinzelnte Körner zeigen das optische Verhalten des Apatit.

Besser lassen sich granatführende, albitarme Schiefer (echte Glimmerschiefer) und chloritoidführende Schiefer aus dem Paragneiskomplex abscheiden.

Schöne Glimmerschiefer mit über zentimetergroßen Granatkrystallen bilden einen ziemlich breiten Streifen im Liegenden der Orthogneismasse des Haselgrabens; zwischen diesem und dem Westportal des Wiesenhöfer Tunnels überschneidet sie die Bahnlinie.

Das frische Material aus dem Bahnanschnitt wurde untersucht.

Das Gestein ist rein äußerlich einem groben Albitgneis nicht gerade unähnlich, nur fehlen die Albitporphyroblasten, deren Stelle einige bis über zentimetergroße Granatoblasten einnehmen. Der Glimmer (Muskovit) ist etwas grobschuppiger. Das Gestein ist ziemlich quarzreich.

---

[1] l. c., s. Fig. 8, p. 57.

U. d. M. bietet sich das Bild gewöhnlicher Glimmerschiefer. Muskovit und Chlorit herrschen stark vor. Kurze Lamellen dazwischen werden von Quarzpflaster eingenommen.

Der Quarz ist einschlußfrei ohne besonders auffällige undulöse Auslöschung.

Albit dürfte in sehr geringer Menge interlamellar (unter dem Glimmer) vorhanden sein.

Der Muskovit ist teilweise etwas fetzig (sericitisch), teilweise in schönen Tafeln ausgebildet und im letzteren Falle mit Chlorit parallel verwachsen.

Am Chlorit beobachten wir ein schönes Dunkelblau der Interferenzfarbe und ein fast unkenntliches Achsenkreuz (Pennin).

Der Schliff beherbergt nur zwei große, rundliche Granatkrystalle von normaler isotroper Beschaffenheit.

Rundliche oder unregelmäßige kleinere Körner von sehr niederer Interferenzfarbe, aber stärkerer Lichtbrechung erweisen sich als Apatit.

Etwas opakes schwarzes Erz tritt in beträchtlich dünnen Lamellen auf und dürfte Eisen- oder Titaneisenglimmer (kein Leukoxenrand!) sein.

Hie und da beobachtet man eine ganz vereinzelte Säule von Rutil.

Ein anderer Schliff vom gleichen Vorkommen zeigt noch einige große Orthitkrystalle, welche reichliche Einschlüsse von Rutil und ein paar Erzpartikelchen enthalten. Das Vorkommen dieses Minerals in anderen Schliffen der Wechselgesteine, die hohen (dem Pistacit ähnlichen) Polarisationstöne und der in einem Schwärzlichbraun schwankende Pleochroismus lassen ihn erkennen. Die Körner sind ganz unregelmäßig begrenzt und von regellosen Sprüngen durchsetzt. Ihr Kern ist fast undurchsichtig. Ein oder das andere Individuum besitzt auch einen ganz schmalen Epidotsaum.

Von chloriotoidführenden Schiefern wurden dem Verfasser zwei voneinander getrennte Vorkommnisse bekannt.

Makroskopisch ausgeschiedenen Chloritoid in stellenweise ganz beträchtlicher Menge und auch Granat enthalten gewisse Schiefer, welche man auf dem Wege von Mönichkirchen zur Mönichkirchner »Alm« (»Harnwiesen« auf der Karte westlich von Mönichkirchen) überquert.

Ein anderes Vorkommen hat der Bau des Gerichtsberg-Tunnels erschlossen.

Etwa 10 bis 15 *m* einwärts (vom Nordportal) wurde ein von weißen Quarzlagen durchzogener Phyllit angefahren, dessen Schieferungsflächen gleichzeitig als Gleitflächen ausgebildet und mit einem graphitisch-sericitischen Besteg versehen waren.

U. d. M. bemerkt man in dem insbesondere an Chlorit (indigoblaue Interferenzfarbe) und Sericit sehr reichem Grundgewebe etwas Quarz- und Albitmörtel untergeordnet verteilt.

Der Sericit in einem stark zerfaserten Zustande.

In diesem Grundgewebe ein paar zerbrochene und typisch zerklüftete Tafeln von Chloritoid eingebettet.

Umgrenzung der Tafeln unregelmäßig, rundlich. Schöne Einschlüsse von Rutilnadeln. Lichtbrechung ähnlich Hornblende.

Pleochroismus: Auf Basisschnitten oft kaum merklich; Schwingungen in der Achsenebene lichtgrün wie Chlorit, normal darauf sehr licht meerblau. In Schnitten normal zur Spaltbarkeit ist senkrecht zur Tafel (d. h. parallel *c*) kaum eine Färbung bemerkbar:

$\mathfrak{a}$ = sehr licht chloritgrün,
$\mathfrak{b}$ = sehr licht meerblau,
$\mathfrak{c}$ = farblos.

Doppelbrechung sehr schwach, vielleicht noch geringer als bei Quarz. Verzwilligung nach 001 an einem Individuum.

Eine parallel *c* zerstückelte Tafel zeigt sich in den Rissen von Chlorit erfüllt.

Orthit beobachten wir in drei, vier Säulen beisammen. Die hohe Doppelbrechung ist nur zum geringeren Teil mehr erhalten, meist ist sie infolge der Zersetzung (Auflösung in eine schwarzbraune krümelige Masse) verschwunden. Auch den Pleochroismus in Braun bemerkt man nur an einer Säule.

Einige Calcitindividuen scheinen sich von zersetztem Epidot abzuleiten (sie sind von einer rostigen Schmiere durchzogen).

Gelbliche, im ganzen Schliff verbreitete Flocken lösen sich bei stärkerer Vergrößerung in Rutilhaufen auf.

Ein nur stellenweise vorhandenes staubiges, schwarzes Pigment dürfte wohl Kohlenstoff sein (Graphit?).

Einmal ein größeres rundliches Zirkonkorn mit pleochroitischem Saum gegen den Pennin.

Ein bezüglich seiner Genesis etwas unklares Gestein sei hier am Schlusse angeführt; es ist ein in der Regel deutlich geschiefertes Quarzlager, welches sich von Friedberg über die Kote 907 erstreckt. Dadurch, daß dieses Gestein den Sedimentgneisen konkordant eingelagert erscheint und häufig durch den reichlichen Muskovitbelag auf den Schichtflächen in dünne Platten zerfällt, läßt es sich einigermaßen

wahrscheinlich machen, daß es sich um ein metamorphes — sedimentäres — Quarzitlager handelt. Freilich ist von einer klastischen Struktur weder mit freiem Auge noch unter dem Mikroskop eine Spur zu bemerken.

Das Gestein ist beim Schweighof Friedberg (NW) in einem Steinbruch gut erschlossen. Die überaus tief reichende Zersetzung ist wahrscheinlich eine Folge der jungtertiären Wasserbedeckung. Der Quarzit fällt unter 60 bis 65° nach S 40° W. Er läßt Lagenstruktur erkennen, welche durch die schichtig verteilten Sericitbestege erhöht wird. Der lichtrostbraun verfärbte Milchquarz scheint im Hangenden in albitische Schiefer überzugehen. Ein ähnliches Quarzitlager zieht zwischen Mönichkirchen und der sogenannten Glashütte (SW) durch. Das Gestein gleicht einem schmutzigweißen, sehr feinkörnigen Quarzfels. Auf den undeutlichen Schieferungsflächen bemerkt man spärliche Sericitflitterchen.

U. d. M. erblickt man ein sehr reines, schwach verzahntes Quarzpflaster. Die Quarzkörner zeigen teilweise undulöse Auslöschung; keine Einschlüsse. Nach Schieferungsflächen verteilt einzelne spärliche Muskovitflitter, welche mit ebenso spärlichen Blättchen eines grünen Biotit (mit starker Doppelbrechung) abwechseln. (Dieser Biotit steht zum Teil wahrscheinlich einem Chlorit bereits sehr nahe.)

Albit konnte nicht beobachtet werden.

Einige rundliche Erzkörnchen, um welche sich ein wenig Leukoxen angesiedelt hat. Etwas Apatit. Ein Rutilsäulchen.

Alle Nebengemengteile treten gegen die Quarzmasse ganz erheblich zurück.

Grünschiefer und Amphibolite. Richarz untersuchte nur Gesteine, in denen die Hornblende untergeordnet auftrat. Deshalb faßte er alle jene basischen Einlagerungen, welche Albit und Chlorit als überwiegende Gemengteile enthalten, unter dem Titel Grünschiefer zusammen.

Es ist aber bereits heute gut erkennbar, daß von diesen Grünschiefern alle Übergänge bis zu echten Amphiboliten führen, deren Hauptverbreitungsgebiet der steirische Abschnitt der Wechselserie ist.

Häufig massige bis selten schwach geschieferte Gesteine meist von großer Gleichmäßigkeit der Zusammensetzung und gut erkennbarer Abgrenzung gegen das Nebengestein. Lichtgrüne (grünschieferartig) bis schwarzgrüne (Amphibolite) Gesteine. Mit freiem Auge erkennt man bei den Grünschiefern reichlich Chlorit, oft verworrenfaserig. Albitporphyroblasten von wechselnder Größe erzeugen manchmal scheinporphyrische Struktur. Auch der reichlich beigemengte Epidot ist oft mit freiem Auge erkennbar. Pyrit ist häufig. Seine Krystallform zeigte sich im Wiesenhöfer-Tunnel fast immer stark mechanisch beeinflußt. Die vorwiegend Hornblende führenden Gesteine sind im Handstück oft richtungslos körnig und machen den Eindruck eines Massengesteins; sind sie schiefrig, so zeigt sich auf den Schieferungsflächen ein tombakbrauner, metallisch glänzender Glimmer (Biotit).

Diese Gesteine (Grünschiefer bis Amphibolite) vereinigen sich zu deutlichen Zügen, welche lagerartig den Wechselgneisen eingeschaltet sind. Ihrer größeren Festigkeit und Massigkeit wegen, welche manchmal jegliche Schieferung vermissen läßt, waren sie für den Bau ein gesuchtes Material und die meisten Steinbrüche waren auf diese Gesteine angelegt. Basische Einlagerungen von untergeordneter Bedeutung finden sich verstreut im ganzen Verbreitungsgebiet der Wechselserie.

Mächtigere Züge von ersichtlich größerer Reichweite im Streichen, wurden auf österreichischer Seite zwei zur Ausscheidung gebracht. Hier tritt der Hornblendegehalt meist stark zurück. Die Brüche in der großen Klause, dann am Nordhang des Möselberges lagen in einem dieser Züge. Die massigen Grünschieferbänke des Steinbruches in der großen Klause, welche zwischen Glimmerschiefer und mittelknotigem Albitgneis eingeschaltet sind, fallen mittelsteil nach W 15° S bis W 15° N. Von überzollgroßen Albitkrystallen, welche allseitig ausgebildet in Chloritnestern eingebettet lagen, sowie von Kupferkieseinsprenglingen in diesen Grünschiefern wurde bereits berichtet.[1]

---

[1] H. Mohr: Exkursion in das krystallinische Gebirge bei Aspang am 9. Mai 1910. Mitteilg. der Geol. Ges. in Wien, 1910, p. 487, 488.

Das auch analytisch untersuchte Gestein ist als massiger Grünschiefer zu bezeichnen. Schmutzig-dunkelgrün enthält es sehr zahlreiche millimetergroße Feldspatporphyroblasten in einem feinschuppigen Chloritfilz.

U. d. M. zeigen die rundlichen Albitporphyroblasten prächtige Helizitstrukturen, welche durch die massenhaften Einschlüsse erzeugt werden. Diese sind ganz unabhängig von der krystallographischen Orientierung der Feldspäte und werden zum Teil stark quer zur Schieferung des Gesteins verlaufend beobachtet.

Als Einschlüsse beteiligen sich alle übrigen Gemengteile des Gesteins als da sind: Epidot, Apatit in Körnern und kurzen Säulen, sehr viel mit Leukoxen (Titanit) umrandetes schwarzes Erz (Ilmenit?), Chlorit und etwas Quarz.

Die Porphyroblasten löschen schwach undulös aus. Die Lichtbrechung, der positive Charakter und die Auslöschungsschiefe an einem normal zu 010 geschnittenen Zwilling [1] deuten auf Albit.

Der den Grundfilz bildende Chlorit läßt einmal ein stark verwaschenes Kreuz mit positivem Charakter der Doppelbrechung erkennen. Er zeigt anomale Interferenzfarben von Violett bis Rotbraun. Pleochroismus von licht grünlichgelb zu smaragdgrün. Pennin.

Von der Epidotgruppe sind Pistacit und Klinozoisit vorhanden.

Die wenigen, häufig gerippartig auftretenden Pistacitindividuen mit den typischen fleckigen Interferenzfarben sind zu licht, um einen deutlichen Pleochroismus erkennen zu lassen.

Untergeordnet ist auch etwas Klinozoisit mit anomalem Indigoblau vertreten.

Ganz untergeordnet, aber sicher konnte auch Quarz in kleinen in den Chloritfilz eingebetteten Körnern nachgewiesen werden. Neben dem Achsenbild charakterisiert ihn immer ausgezeichnet seine Einschlußfreiheit.

Apatit ist im ganzen Schliff reichlich, aber immer in sehr kleinen rundlichen oder eiförmigen Körnern verteilt.

Außer dem bereits erwähnten schwarzen Erz, [2] das alle diese grünen Gesteine in reichem Maße enthalten, ist noch ein wenig Pyrit zu erwähnen.

Fast alle Schliffe dieser Grünschiefer zeigen in wechselnder Menge ein farbloses, häufig zwillinggestreiftes Carbonat (Calcit), welches auf Spalten der anderen Komponenten, aber auch sonst regellos verteilt, auftritt. Sein Vorhandensein erhellt auch aus dem CO_2-Gehalt der Analyse.

In dem eben beschriebenen Schliff wird es — wohl ganz zufällig — vermißt.

Dieser Grünschiefer hatte folgende chemische Zusammensetzung: [3]

	Gewichtsprozente	Molekularprozente [4]
SiO_2	45·92	50·1
TiO_2	2·10	1·7
Al_2O_3	16·10	10·4
Fe_2O_3	2·83	12·0
FeO	8·30	
MnO	—	
MgO	7·90	12·9
CaO	8·10	9·5
Na_2O	2·95	3·1
K_2O	0·39	0·3
CO_2	1·34	
H_2O	4·05	
P_2O_5	0·74	

[1] F. Becke: Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten normal zu M und P. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 1899. p. 556 bis 558.

[2] Bezüglich des in fast all diesen Gesteinsschliffen angeführten, häufig von Titanmineralien umrandeten schwarzen Erzes ist folgendes zu erwähnen: Leukoxenbildung zehrt den Ti-Gehalt des Erzes augenscheinlich auf; demnach ist bei reichlicher Titanit- oder Rutilentwicklung ein Magnetitrückstand eher zu erwarten als Ilmenit.

Dieser Ti-Verbrauch durch Neubildung von Ti-Mineralien ist nun in den verschiedenen Dünnschliffen wahrscheinlich nicht überall gleichmäßig vorgeschritten.

Bei Mangel von typischen Kristallformen ist dann eine Diagnose (ob Ilmenit oder Magnetit) ohne Separation aus dem Gesteinspulver schwer.

[3] Analyse von M. Dittrich in Heidelberg.

[4] Diese und die folgenden Zahlen hatte Herr Prof. F. Becke die Güte dem Verfasser zur Verfügung zu stellen.

Hieraus rechnen sich nach Osann-Becke folgende Werte für

$$a = 0{\cdot}9$$
$$c = 1{\cdot}8$$
$$f = 7{\cdot}3$$
$$s = 51{\cdot}8.$$

(Eine Auswertung dieser Größen und des Vergleichsmaterials bringt ein späteres Kapitel (s. p. 17 [337]).

Die Steinbrüche auf der Nordseite des Möselberges förderten chloritisierte Amphibolite von sehr massiger Struktur, so daß es schwer hielt, das Verflächen (W 38° S) zu bestimmen. Eisenkies fand sich reichlich verteilt. Auch größere Albitkrystalle in Nestern und Gesteinsspalten. Sehr lichte muskovitreiche Gesteine (umgewandelte Aplite?) heben sich als schmale Bänder scharf ab von den dunkelgrünen Wänden des Steinbruches. Eine schmale Zone eines sehr feinfaserigen Hornblende- (Aktinolit-) Filzes, welche den Steinbruch der Schieferung nach durchstreicht, führt schöne, wohlausgebildete, überzentimetergroße Krystalle eines gelblichgrünen Titanit.

Ein näher untersuchtes Handstück aus diesem Steinbruch unterschied sich äußerlich wenig von dem vorhin beschriebenen Grünschiefer der Großen Klause. Das Gestein ist sehr chloritreich, Hornblende ist mit freiem Auge kaum zu bemerken.

U. d. M. fallen zuerst die stark vorwaltenden mit Hornblendenadeln etc. vollgepfropften Albitporphyroblasten auf; Chlorit, reichlich Karbonat, Epidot etc.

Die optischen Eigenschaften lassen den Plagioklas wieder als reinen Natronfeldspat erkennen; sein Habitus bleibt sich gleich: er ist wieder voller Einschlüsse, zeigt keine Zwillingsstreifung, keine kristallographische noch ganzrandige Umgrenzung. Feine Sprünge im Albit sind mit Calcit erfüllt.

Quarz ist — wenn überhaupt vorhanden (vielleicht interlamellar im Chloritfilz) — jedenfalls nur sehr untergeordnet vertreten.

Hingegen beobachten wir die Epidotgruppe in reichlicher Menge.

Große Körner mit fleckigen hohen Interferenzfarben gehören dem Pistacit an. Die Höhe der Doppelbrechung nimmt häufig gegen außen zu ab (Abnahme des Eisengehaltes); grenzen die Körner aber an Chlorit, so steigert sich randlich neuerdings der Polarisationston (Steigerung des Fe-gehaltes).

Ein Pistacit zeigt einen sicheren Orthitkern.

Merkwürdig sind Löcher im Pistacit, welche manchmal noch von Chlorit erfüllt (Pseudomorphosen nach Granat?) und von stärker doppelbrechender Epidotmasse umgeben sind. (Einmal scheint sogar noch ein winziger Rest von Granat in einem Pistacitkorn vorhanden zu sein.)

Calcit zeigt sich in größeren zusammenhängenden Massen und als Kluftausfüllung im ganzen Schliff verteilt, die grobspätigen Individuen sind schön zwillinggestreift.

Hier fällt der Chlorit durch seine wenig satten Farben (Pleochroismus) und den Mangel von abnormaler Doppelbrechung auf. Es ist wahrscheinlich Klinochlor; ein Achsenbild konnte nicht beobachtet werden.

Eine gemeine grüne Hornblende bildet in ganz dünnen Stengeln schilfige Aggregate, welche massenhaft die Albitknoten, weniger reichlich das chloritische Grundgewebe durchsetzen. Die Nadeln treten meist richtungslos zerstreut, manchmal aber auch in Zügen auf und durchsetzen dann verschiedene Komponenten des Dünnschliffs unbeeinflußt von deren krystallographischer Orientierung (gebogene Züge von Hornblendenadeln in Albitknoten).

Der Pleochroismus ist infolge der Kleinheit der Individuen kaum merkbar; er spielt von Bläulichgrün ins Wässeriggrün. Zonarer Bau ist in der Regel nicht vorhanden, doch lassen ein paar größere Individuen einen dunkleren Rand (Zunahme des Eisengehaltes) um einen sehr lichten (aktinolithischen?) Kern erkennen. Diese lichtere Kernsubstanz ist stärker doppelbrechend als der Rand.

Bemerkenswert ist das Verfließen des Hornblendenadelfilzes in das Chloritgewebe hinein; woraus man den Eindruck des Hervorgehens des Chlorit aus der Hornblende gewinnt.

Das accessorische Erz ist Ilmenit.

Titanit als reichliche Neubildung um diesen begleitet ihn. Größere Krystalle zeigen idiomorphe Ausbildung.

Etwas Schwefelkies (Pyrit) ist noch zu erwähnen.

Die Steinbrüche östlich Schaueregg haben das Material zur Amphibolitanalyse geliefert. Dieses Gestein zeigt in beträchtlicher Ausdehnung merkwürdig richtungslos körnige Struktur, so daß es rein äußerlich einem Diorit recht ähnlich sah. Es ist zwischen grob- bis feinknotige Albitgneise eingeschaltet und fiel, wie eine etwas geschieferte Stelle erkennen ließ, unter 25° nach SW.

Der genauer untersuchte Typus läßt mit freiem Auge neben der richtungslos verteilten, kurzstrahligen, schwärzlichgrünen Hornblende fast in äquivalenter Menge ebenso große lichte Körner erkennen, welche — wie die mikroskopische Untersuchung gezeigt hat — der Epidotgruppe und dem Albit angehören.

U. d. M. überwiegt strahlige Hornblende. Die sich etwas nach einer Richtung schmiegenden Stengel des Hornblendegewebes sind deutlich zonar gebaut. Der Kern ist fast farblos und kaum merkbar pleochroitisch (und dürfte der Aktinolithsubstanz [1] näher stehen).

Im Kern bemerken wir stärkere Doppelbrechung als am Rand. Der schmale lichtgrüne Rand (keine scharfe Grenze!) zeigt folgenden Pleochroismus:

$\mathfrak{a}$ = wässeriggrün
$\mathfrak{b}$ = gelbliches Saftgrün
$\mathfrak{c}$ = bläulichgrün
mit $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

Die Auslöschungsschiefe auf 010 gegen die Risse der Prismenspaltbarkeit beträgt etwa 17°. — Es muß angefügt werden, daß sich keine Verschiedenheit in den Auslöschungen von Kern und Hülle ergab.

Der wenige Chlorit dürfte infolge des Mangels einer abnormalen Interferenzfarbe als Klinochlor anzusprechen sein. Er scheint aus Hornblende hervorzugehen, wobei auch (?) Epidot entsteht.

Reichlicher tritt Epidot auf, doch weniger mit den hohen fleckigen Interferenzfarben, welche den Pistazit auszeichnen. Die meisten Körner zeigen ein bläuliches Taubengrau, sind also eisenarme Endglieder der Pistazit-Klinozoisitreihe, welche mehr gegen letzteren liegen; übrigens ist auch dieser vertreten, kenntlich an der queren Anordnung der Achsenebene zur Längserstreckung (*b*), dem positiven Charakter der Doppelbrechung und dem abnormalen Preußischblau der Interferenz. Auch hier kann man die oft erwähnte Verwachsung von eisenreichem mit eisenarmen Epidot wiederholt in den größeren Körnern beobachten. Manchmal sind auch die Kerne eisenreicher, fast immer aber schlägt die Interferenzfarbe randlich hoch hinauf, wenn das Epidotkorn an dunkle Gemengteile (insb. Chlorit) angrenzt.

Die im Verhältnis zu den Grünschiefern bedeutend untergeordneteren Feldspatknoten zeigen wieder ganz das optische Verhalten des Albit. Sie sind vorzüglich mit Hornblendenadeln ganz vollgepfropft.

Spätiger Calcit mit zarter Zwillingsstreifung erfüllt Gesteinssprünge, tritt aber auch in isolierten Partien mitten im Gestein (zum Beispiel im Albit) auf.

Titanit ist relativ viel im Schliff vertreten. Er bildet große Haufen mikrolithischer Krystalle und umwuchert nicht selten ein (Ti-haltiges) schwarzes opakes Erz.

Als Einschlüsse in Hornblende wurden kleine Säulchen von Apatit beobachtet. Rutil ist fraglich.

Ein zweiter Schliff von dem gleichen Materiale hat noch einige Neubeobachtungen erlaubt.

Man bemerkt nämlich im ganzen Schliff verzettelt oft scharf umrissene Kryställchen eines normal isotropen Granat. Sie bilden Einschlüsse im Albit, in der Hornblende oder im Epidot. Weitaus mehr dieser Krystallformen erweisen sich aber bei näherer Betrachtung als Chloritknäuel, welche ersichtlich Pseudomorphosen nach dem primären Granat darstellen.

Diese Pseudomorphosierung des Granat ist wahrhaft klassisch in mehreren Stadien zu studieren. Man sieht zum Beispiel das Granatkorn in vier, fünf Stücke zerlegt und in den Fugen das Chloritgeäder.

Der Titanit erreicht in diesem Schliff eine solche Größe, daß es möglich ist, sein Achsenbild zu erzeugen.

Einige Pyritkristalle erscheinen mit einer rötlich durchscheinenden Goethit- (?) rinde.

In einem dritten Schliff konnte man sehr gut beobachten, wie der Eisengehalt der kleinen schwach rosenroten Granatkörner in den niedrig doppelbrechenden Epidoten einen höher doppelbrechenden Hof erzeugt.

Die Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat sind auch in diesem Schliff sehr häufig.

Der hie und da mit feinen Hornblendenadeln verwachsene Chlorit ließ sich hier konoskopisch untersuchen und zeigt ein verwaschenes Kreuz mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Es erscheint demnach nicht ausgeschlossen, daß der vorhin als Klinochlor angesprochene Chlorit trotz des Fehlens der abnormalen Interferenzfarbe Pennin ist.

---

[1] Siehe auch Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr., I/2, p. 235.

Dieser gleiche Amphibolit wurde einer Analyse[1] zugeführt, welche an Bestandteilen ergab:

	Gewichtsprozente	Molekularprozente[2]
SiO_2	48·21	51·5
TiO_2	1·63	1·3
Al_2O_3	13·95	8·8
Fe_2O_3	3·42	10·4
FeO	8·50	
MnO	—	
MgO	7·89	12·6
CaO	10·56	12·1
Na_2O	2·89	3·1
K_2O	0·30	0·2
CO_2	—	
H_2O	2·48	
P_2O_5	0·08	
	99·91	

Hieraus berechnen sich die im Sinne F. Becke's auf zehn Teile reduzierten Osann'schen Zahlen:

$$a = 0{\cdot}8$$
$$c = 1{\cdot}5$$
$$f = 7{\cdot}7$$
$$s = 52{\cdot}8.$$

Es seien hier Amphibolit und Grünschiefer gleichzeitig — was ihre magmatische Abstammung betrifft — in den Kreis unserer Betrachtungen gezogen.

Sowohl Analyse als Dreiecksprojektion (siehe Tafel I) lassen sehr deutlich erkennen, daß sie sich sehr nahe stehen und daß sie sehr wohl als zwei verschiedene metamorphe Modifikationen eines und desselben Magmas gelten können.

Als bemerkenswerten Unterschied zeigt der Grünschiefer gegenüber dem Amphibolit nur den CO_2- und einen höheren H_2O-Gehalt.

Die Kohlensäure leitet sich aus dem Carbonat (Calcit) ab, das fast in allen Grünschieferschliffen beobachtet werden kann. Den höheren Wassergehalt erklärt die reichliche Neubildung (unter der Einwirkung einer rückschreitenden Metamorphose) von hydroxylhältigen Mineralien der Chlorit- und Epidotgruppe.

Von Richarz[3] wurden zum Vergleich der nach der Osann'schen Methode berechneten Projektionszahlen seines Grünschiefers die Werte eines Norits von der Harzburg im Harz herangezogen.

Auch unsere Vergleichsarbeit führt uns auf ein gabbroides Magma.

Wenn wir uns die von F. Becke vorgeschlagene Berechnungsart[4], welche die Zählung der Molekelgruppen, die zu den Kernen *A, C, F* zusammengefaßt werden, in etwas geänderter Weise vornimmt, zu eigen machen, so erhalten wir für unsere beiden Gesteine folgende Werte:

---

[1] Analyse ausgeführt im Chemischen Laboratorium von M. Dittrich in Heidelberg.

[2] Diese Berechnung stellte Prof. F. Becke dem Verfasser gütigst zur Verfügung.

[3] P. St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 321.

[4] F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch., mathem.-naturw. Kl., 75. Bd. Wien 1913, p. 212.

	a_0	c_0	f_0	Molekularprozente SiO_2
Amphibolit (östlich Schaueregg)	2·47	2·55	4·98	52·8
Grünschiefer (Gr. Klause)	2·40	2·09	5·51	51·8

Für das von R. A. Daly[1] angegebene Gabbromittel berechnet F. Becke[2] folgende Werte:

	a_0	c_0	f_0	Molekularprozente SiO_2
Gabbro (nach Daly)	2·42	2·99	4·59	52·1

Die Anlehnung unserer Analysenwerte an das Gabbromittel ist sehr gut.

Es sind — ihrem Chemismus nach — gabbroide Magmen, welche in zwei verschieden metamorphen Modifikationen: als Amphibolit und Grünschiefer einem wechselvoll zusammengesetzten Sedimentkomplex — der Hauptsache nach jedenfalls deckenförmig — eingeschaltet sind.

Bereits in einer älteren Arbeit[3] fand der Verfasser Gelegenheit auf die große strukturelle Ähnlichkeit gewisser makroblastischer Grünschiefer der Tauernschieferhülle mit unseren Albitchloritepidotfelsen hinzuweisen.

Die bereits wiederholt zitierte Analysensammlung krystalliner Gesteine der östlichen Zentralalpen von F. Becke gewährt nun die Möglichkeit, auch den in der chemischen Zusammensetzung eventuell vorhandenen Analogien nachzuspüren.

Die Tabelle IV in der Arbeit Becke's (p. 184) gibt eine Reihe von Grünschieferanalysen aus der Hülle des Zentralgneises, von welchen Anal.-Nr. 56, 57 und 58 Anlehnung an unsere Gesteine erkennen lassen; besonders nahe steht den basischen Einschaltungen der Wechselserie der hornblendereiche Grünschiefer der Mallnitzschlucht.

Seine Projektionswerte sind:

	a	c	f	
Grünschiefer der Mallnitzschlucht	1·6	3·2	15·2	Molekularprozente SiO_2
	a_0	c_0	f_0	52·3
	2·25	2·32	5·43	

Dem halten wir entgegen die Werte des

	a	c	f	
Grünschiefers (der Gr. Klause) .	1·8	3·6	14·6	Molekularprozente SiO_2
	a_0	c_0	f_0	51·8
	2·40	2·09	5·51	

und des

	a	c	f	
Amphibolits (östlich Schaueregg)	1·6	3·0	15·4	Molekularprozente SiO_2
	a_0	c_0	f_0	52·8
	2·47	2·55	4·98	

Wenn sich aus diesen strukturellen und konstitutionellen Ähnlichkeiten auch kein sicherer Beweis für ein kongruentes Alter der basischen Einschaltungen in der Tauernschieferhülle und der Wechselserie herleiten läßt, so sollten doch diese Vergleiche im Verein mit den Vergleichsmöglichkeiten im Sediment-

---

[1] R. A. Daly: Average chemical compositions of igneous rocks. Proc. American Academy of Arts and Sciences Vol. 14 Nr. 7, January 1910.

[2] F. Becke: Chemische Analysen etc., p. 214.

[3] H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19.

komplex (siehe Albitgneis und Großarl-Typus) soviel Gewicht beigemessen werden, um das jugendliche Alter der verglichenen Gesteine aus der Tauernschieferhülle (von denen hauptsächlich die Grünschiefer in Frage stehen) ernstlich in Zweifel ziehen zu dürfen.

Die Grünschiefer sind durch Wasser- und Kohlensäureaufnahme aus den Amphiboliten hervorgegangen. Den Nachweis liefert nicht die Analyse, sondern die mikroskopische Beobachtung. Und diese gestattet es nicht, etwa den umgekehrten Vorgang anzunehmen und den Amphibolit als eine spätere Umprägung des Grünschiefers zu betrachten. (Man beachte: Chlorit pseudomorph nach Biotit, Chlorit nach Granat, Chlorit—Epidot nach Hornblende etc.)

Diese merkwürdige Umprägung eines — nach unseren Begriffen — höher metamorphen Schiefers zu einem solchen mit den Komponenten einer niedrigeren Stufe der Metamorphose wird uns im Schlußkapitel nochmals beschäftigen.

Diese Beobachtungen lassen die Erwartung gerechtfertigt erscheinen, daß sich auch für die albitführenden Sedimentschiefer und -gneise eine »höher«-metamorphe Modifikation wird finden lassen, wenn sie auch im untersuchten Bereich des Bahngeländes nicht vertreten sein sollte.

(Granatglimmer- und Chloritoidschiefer sind wahrscheinlich dieser »höher«-metamorphen Serie bereits analog zu halten).

Ein interessanter Steinbruch ist auch jener unterhalb der Kote 737 beim Steinhof südlich Tauchen. Der sehr kiesreiche Amphibolit wird von mehreren weißen (aplitischen) Gängen durchtrümert und man bemerkt sehr deutlich, wie ein solcher aus der Sohle des Steinbruches vertikal aufsteigender Gang sich umlegt, um mehr der Schieferung des Amphibolits zu folgen. (Siehe Fig. 1.)

Klüfte mit grobspätigem Albit führen in der Kluftmitte derben Epidot (Pistazit) mit Epidotdrusen.

Das Gestein ist stark zerklüftet und tief reichend rostig zersetzt.

Fig. 1.

Ansicht (etwas schematisiert) des Steinbruches unterhalb Kote 737 südlich Tauchen.

x zeigt die Schieferung in dem sonst massigen Amphibolit.

A ist ein weißes, aplitisches Gestein von ziemlich dichter Beschaffenheit, welches aus der Sohle des Bruches aufsteigt, die Schieferung quer durchsetzend; höher schmiegt es sich dieser an. Der Aplit ist ebenfalls bereits weitgehend metamorphosiert.

Die Amphibolite im Liegenden der Orthogneismasse des Haselgrabens (westlich Westportal des Wiesenhöfertunnel) sind stark geschiefert. Zugleich entwickelt sich auf den Schieferungsflächen reichlich Biotit in schön bronzebraunen, metallisch glänzenden Schüppchen ganz von der Farbe des Magnetkieses. Von gleicher Größe (etwa 1 *mm*) sind die im Querbruche sichtbaren, etwas bräunlich gefärbten Feldspat-(Albit-)knoten.

Das Gestein ist ungewöhnlich schwer.

U. d. M. bilden die dünnen, idioblastischen Stengel einer dunkelgrünen Hornblende ein verworren-faseriges Gewebe. Die Individuen zeigen keinen zonaren Aufbau wie in dem zuerst beschriebenen Amphibolit; auch ist ihr Pleochroismus satter:

a = weingelb
b = dunkelsaftgrün
c = blaugrün.

Eine Quergliederung zur Hauptzone ist bei den Stengeln Regel.

Der Albit bildet in dem Filz knotenähnliche, xenoblastische Konzentrationspunkte, in welche aber von allen Seiten die Hornblendestengel hineinschießen, so daß man den Anschein gewinnt, als wäre er in Blastese begriffen (poikiloblastische Struktur). Der Plagioklas ist vollgepfropft mit Granat in modellscharfen, winzigen Rhombendodekaëdern. Selbstverständlich beteiligen sich noch die anderen Komponenten des Amphibolits an den Einschlüssen. Insbesondere bemerkt man Leukoxen (Titanit) selbständig, am häufigsten aber wieder als Schmarotzer um kleine schwarze Erzpartikelchen. Selten sind größere Epidotkörner (mit hoher Doppelbrechung), welche ganz vereinzelnt beobachtet werden. Kurze scharfe Säulchen, die wahrscheinlich dem Apatit angehören, entziehen sich wohl in der Regel der Beobachtung. Man sieht also sämtliche Accessoria des Gesteins in den Albitknoten gesellig vereint.

Nun ist der im Schiff in ganz isolierten größeren Tafeln verteilte Chlorit zu erwähnen. Er zeigt unter gekreuzten Nikols ein prächtiges Smalteblau oder Bräunlichviolett. Sein Pleochroismus ist nicht besonders tief und auch das verwaschene Achsenkreuz spricht für Pennin. Er ist ganz entschieden aus dem Biotit hervorgegangen, mit welchem er parallel verwachsen auftritt und der noch in einigen Tafeln im Schliff vertreten ist. Pleochroismus von bräunlichgelb zu einem tiefen Rotbraun. Er enthält nur wenige und sehr kleine Einschlüsse: ein paar Granatkörnchen, etwas Titanit mit Erzkörnchen.

Vom Erz sei noch vermerkt, daß man es manchmal randlich nelkenbraun durchscheinend beobachten kann, was vielleicht auf Titaneisenglimmer hinweist.

In einem zweiten Schliff gelang es noch Quarz im Hornblendefilz, kleine Körner bildend, welche arm an Einschlüssen sind, durch das Achsenbild nachzuweisen. Er ist jedenfalls sehr selten.

Ein dritter Schliff zeigt wieder mehr Biotit erhalten und vom Pennin nur einige Tafeln. Auch kann man manchmal im ersteren winzige Nadelbüschel beobachten, welche wahrscheinlich Rutil sind. Erz ist eigentlich wieder sehr wenig vorhanden, was den Beobachter bei der Schwere des Handstücks befremdet. Augenscheinlich ist sehr viel Fe bei der Bildung der dunkelgrünen Hornblende verbraucht worden.

Es liegt natürlich nahe, aus der Albit-Granat-Symbiose einen kalkreichen Plagioklas für das primäre Eruptivgestein zu rekonstruieren.

Von diesen Biotitamphiboliten dürfte wahrscheinlich ein gerader Weg zu den Biotitschiefern führen, welche 1 oder 2 ganz schwache, wohl begrenzte Einlagerungen in dem steinbruchmäßig erschlossenen Orthogneis des Haselgrabens bilden.

Das Gestein überrascht durch seine Quarzarmut und scheint makroskopisch fast nur aus einem bräunlichschwarzen Glimmer zu bestehen. Hie und da enthält dieser ziemlich grobschuppige Biotitschiefer kleine Quarzlinsen.

U. d. M. löst sich das Gestein in einen fast nur aus Biotitschuppen bestehenden gerichteten Filz auf. Der Biotit ist stark pleochroitisch; Schwingungen parallel den Spaltrissen dunkelschokoladebraun, normal zu diesen sehr lichtbraun bis gelblich.

Mit dem Biotit ist untergeordnet ein Muskovit ebenfalls in großen Schuppen parallel verwachsen.

Etwas Quarz bildet spärliche Lagen mit Pflasterstruktur.

Von gewissen feinkörnigen Mörtelpartien im Biotitfilz konnte nicht entschieden werden, ob sie dem Quarz oder einem Plagioklas angehören.

Haufen, Zusammenballungen eines stark lichtbrechenden Minerals werden dem Titanit zugerechnet. Er tritt sehr reichlich im ganzen Schliff verstreut auf.

Andere, etwas schwächer lichtbrechende und sehr schwach doppelbrechende rundliche Körner, welche seltener beobachtet werden, sprechen wir als Apatit an.

Dieser mächtige metamorphe Sedimentkomplex mit seinen von der gleichen Metamorphose betroffenen basischen (oder diabasischen) Einschaltungen beherbergt im Südwesten des Hundsmühlbaches eine bis etwa 1 *km* breite Orthogneispartie von mehr aplitischem Charakter, welche — scheinbar — konkordant dem Nebengestein eingeschaltet und diesem gleich geschiefert mit der ganzen Schieferserie syngenetischen Ursprungs zu sein scheint.

Längs der Strecke zwischen Friedberg und dem Wiesenhöfer-Tunnel war das Gestein ausgezeichnet erschlossen. Der große Steinbruch im Haselgraben (bei *km* 18·4) läßt es jetzt noch gut beobachten. Es ist ein an dunklen und glimmerigen Gemengteilen sehr armer, fein bis mittelkörniger Gneis mit allen Anzeichen einer kräftigen Streckung. Man liest holzspanartige Spaltungsstücke auf. Der wenige Glimmer (Muskovit und Biotit) ist feinschuppig verzettelt oder flaserig auf den Schieferungsflächen verteilt).

Der Gneis bricht ziemlich grobbankig. (Dies, seine gute Bearbeitbarkeit und hohe Festigkeit haben ihn zu einem sehr beliebten Baustein gemacht.)

Seine Bänke fallen unter 50 bis 60° nach SW.

In der linken oberen Ecke erkennt man die vorhin beschriebenen blattförmigen Einschaltungen eines schweren Biotitschiefers.

An dem untersuchten Handstück beobachtet man neben dem Reichtum an Quarz und Feldspat noch dünne Quarzadern, welche parallel der Schieferung verlaufen. Die Schieferungsflächen sind muskovitisch und die dunklen, glimmerigen Bestandteile treten auf diesen zurück.

U. d. M.: Das Gefüge macht den Eindruck einer unreinen Pflasterstruktur, welche eine alte Granitstruktur überwuchert (etwa blastogranitisch nach Grubenmann).

Quarz und Feldspat halten sich ungefähr die Wage; sie bilden zusammen ein höchst unregelmäßiges Mosaik, welches durch Biotit-Muskovitzüge in großen Abständen schieferig gegliedert wird.

Von den Feldspäten ist jedenfalls am häufigsten ein sehr saurer Plagioklas, der nur dem Albit angehört. Er zeigt haarscharfe Zwillingsstreifen.

Ein untergeordneter Feldspat von bedeutend schwächerer Lichtbrechung gegenüber dem Quarz und negativem Charakter der Doppelbrechung besitzt teilweise Mikroklingitterung und gehört diesem oder auch einem Orthoklas an.

An Einschlüssen ist im Kalifeldspat kaum etwas zu bemerken.

Die Plagioklase besitzen Einschlüsse, aber nicht immer und wenn, dann sehr wenig: Sericitflitterchen, Epidotkörnchen.

Biotit und Muskovit bilden manchmal parallel verwachsen, kurze Stränge. Der Biotit tritt aber auch sonst noch in kleinen Schüppchen im Gestein verteilt auf. Sein Pleochroismus spielt vom Blaßbräunlich ins Grünlich-braun. Doppelbrechung sehr stark (augenscheinlich infolge der Frische). Als Einschlüsse bemerkt man sehr kleine Zirkonkrystalle mit pleochroitischen Höfen und bei stärkster Vergrößerung auch winzige Nädelchen von Rutil (?).

Über den in seinem Auftreten dem Biotit ganz ähnlichen normalen Muskovit ist nichts zu berichten.

Als Accessoria beobachtet man sehr wenig Erz in winzigen Körnchen haufenweise und mit Leukoxenrinde auftretend.

Ein paar größere Körnchen von Epidot (Pistazit) hängen sich gesellig an Biotit.

Apatit wurde im Schliff nicht gefunden.

Im gebrochenen Material des Steinbruches im Haselgraben fand sich ab und zu auch eine weiße, sehr feinkörnige Aplitfazies des Gneises, deren Verhältnis zum Biotitgneis im Anstehenden nicht studiert werden konnte. Dieser — vergneiste — »Aplit« war durch graue, manchmal etwas metallisch schimmernde rundliche Flecke von 1—2 *cm* Durchmesser getigert.

Es waren »Kiessonnen«, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, die sich gerne beiderseits von feinen Haarklüften ansiedelten.

U. d. M. ließ das Gefüge gegen den beschriebenen Orthogneis keine merklichen Unterschiede erkennen, man beobachtet die gleiche, nur feinkörnigere Struktur. Auch die petrographische Zusammensetzung erwies sich übereinstimmend bis auf den Biotit, der wohl in der Regel fehlt, in einem zweiten Schliff aber in einigen frischen Flitterchen vorhanden war.

Das Auftreten des Kieses — Magnetkies zum größten Teil (wie eine Probe auf nassem Wege ergab) ist ein sehr merkwürdiges.

Seine zarten Blättchen und Flitterchen bilden eine fein genetzte Spinnwebe, welche in ihren Maschen die einzelnen Körner des Aplitmosaiks umschließt. Man sieht aber auch sehr zarte Flitter des Kieses in Klüfte und Spaltrisse der Mineralkomponenten (Quarz und Feldspat) eindringen. Nur äußerst selten gewahrt man ein größeres Schwefelkieskorn.

Besonders in dem zweiten Schliff gewinnt es den Anschein, als würden die Pyritsonnen von reichlicherem Quarz begleitet sein.

Großen Wert legt Richarz[1] auf gewisse »Albitpegmatite«, welche in der Regel wohl in Linsenform, häufig auch in (Lager-) Gangform die Gesteine der Wechselserie durchschwärmen.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Hohlraumausfüllungen ist nicht immer die gleiche. Am häufigsten findet man die Gangmasse aus grobspätigem Albit und untergeordnetem Quarz zusammengesetzt. Ist zwischen beiden eine Sukzession zu beobachten, so folgt Quarz dem Albit am Salband. (Etwa 15 *cm* dicker »Knauer« von der Strecke nördlich der Station Mönichkirchen. Der Albit und das Nebengestein enthielten noch einige mit freiem Auge sichtbare Pyritwürfelchen).

---

[1] l. c., p. 322, 323.

Ganz ähnliche Ausscheidungen erwiesen sich im Wiesenhöfer-Tunnel quarzreicher und bargen feinstengelige Nester von Turmalin (Schörl). Auch Chlorit in einzelnen Blättchen oder nesterweise enthielten sie.

Eine albitreiche Probe von *km* 8·6 der offenen Strecke zeigt pegmatitähnliche Grobkrystallinität.

U. d. M. bemerkt man ein sehr grobes Feldspatmosaik mit wenig Quarz verwachsen. Zertrümmerungserscheinungen verbunden mit undulöser Auslöschung zeigen sich deutlich an Quetschflächen gebunden.

Der Plagioklas besitzt untergeordnet eine sehr dünnlamellare Zwillingsstreifung. Seine Lichtbrechung ist immer schwächer als Quarz in allen Lagen. Ein guter Schnitt normal »c« zeigt eine Auslöschung von 19 bis 20° gegen die Spaltrisse von P; diese sind sehr deutlich ausgebildet, weniger vollkommen ist die Spaltbarkeit nach M angedeutet.

Die optischen Charakteristika stellen also den Plagioklas zum Albit.

Als Einschlüsse bemerkt man spärliche Muskovitflitterchen und eine feine Bestäubung, die sich bei sehr starker Vergrößerung in winzige Hohlräume auflösen, welche wahrscheinlich Gas oder Flüssigkeit enthalten.

Auch unregelmäßige Durchwachsungen von Quarz und Albit kommen vor.

Ein anderer Feldspalt als Albit dürfte nicht vorhanden sein.

Gleiche Bestäubung zeigt der etwas untergeordnete Quarz. Die Lichtbrechung der winzigen Hohlraumausfüllungen ist auch hier beträchtlich schwächer als der Wirt. Die undulöse Auslöschung ist an ihm kräftiger zu bemerken. Ein beobachtetes Achsenkreuz öffnet sich ein wenig.

Andere Gemengteile konnten im Schliff nicht beobachtet werden.

Daß diese turmalin- und albitführenden Quarzgänge Begleiterscheinungen der Granitintrusion des Haselgrabens, das heist hydato-magmatischer Entstehung seien, möchte der Verfasser mit Richarz sehr wohl annehmen. Doch dürfte dies auf die Hauptmasse der Quarz-Albit-Schwielen und -Lagerlinsen kaum auszudehnen sein, deren Entstehung analog mit den Kalkspatadern im kalkhältigen Gestein zu erklären ist.

Schon ganz und gar keine Nötigung glaubt der Verfasser für jene Annahme Richarz' gegeben, welche diese Lagergänge und Linsen als Zubringer für die Albitsubstanz in der ganzen Wechselserie betrachten möchte.[1]

Denn erstens ergibt eine eingehende Erwägung keinen zwingenden Grund, die Albitsubstanz der Wechselgesteine als sekundär zugeführt zu betrachten und zweitens spielen die Quarz-Albitgänge gegenüber der reichlichen und gleichmäßigen (nicht an die Gänge irgendwie gebundenen!) Albitführung eine höchst untergeordnete Rolle.

Es ist die gleiche Schwierigkeit, mit der der metasomatisch-epigenetische Erklärungsversuch der Erzführung des Mansfelder Kupferschiefers zu kämpfen hat, welchen sich die Anhänger der Epigenese bekanntlich durch — kilometerweit reichende — Infiltration des nebstbei sehr undurchlässigen, kaum meterstarken bituminösen Mergelschiefers durch Kupfersalze entstanden denken.[2]

---

b) Lagerungsverhältnisse der Wechselserie.

Die merkwürdige Unabhängigkeit der Streich- und Fallrichtung der Wechselserie von der allgemeinen Tektonik wurde bereits erwähnt. Es mögen wohl untergeordnete Faltungen vorhanden sein, wie sie beispielsweise im Wiesenhöfer-Tunnel beobachtet werden konnten, aber sie sind gegenüber dem vorherrschenden Einfallen nach WSW gänzlich bedeutungslos.

---

[1] Vgl. auch des Verfassers Referat über St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1911, p. 642.

[2] l. c.

II. Die Kernserie.

Petrographie.

Die krystallinen Schiefer der sogenannten »Kernserie«, deren petrographische Charakteristik in groben Umrissen bereits in einer älteren Arbeit[1] zu geben versucht wurde, ziehen aus der Gegend von Kirchberg am Wechsel, wo sie den Wechselgesteinen im engeren Sinne (»Wechselserie«) in ihrer nördlichen Verbreitung eine Grenze setzen, gegen das Pittental bei Aspang und flankieren — von hier aus gegen Süden abschwenkend — auch den Ostabfall des Wechselstockes.

Bereits im Norden des Wechsels schieden sich strenge (jüngerer) Granit und Hüllschiefer.

Die Hüllschiefer sind in ihrer Hauptmasse aller Wahrscheinlichkeit nach ein metamorpher Sedimentkomplex, der sich aus Biotit-Muskovit-Glimmerschiefern von mehr phyllitischem Aussehen und spärlich eingeschalteten Marmorlagern aufbaut. Magmatisch infiltrierte Schiefer (Arterite von Schäffern) spielen darunter eine untergeordnete Rolle.

Als stark basische Einlagerungen treten in diesem Sedimentkomplex Amphibolitzüge mit mehr oder weniger Granat, nach Richarz[2]) auch echte Eklogite auf.

Richarz hat es sehr wahrscheinlich gemacht, daß diese basischen Einschaltungen auf Eruptivdecken zurückgehen.

In unserer Bahnterrainkarte kommen diese Gesteine nur auf eine kurze Strecke bei Schäffern unter dem auflagernden Sinnersdorfer Konglomerat zum Vorschein.

In diesem Schieferkomplex steckt als jüngerer Intrusivkörper eine stellenweise sehr schwach vergneiste Granitmasse. Wegen dieser makroskopisch kaum merkbaren Metamorphose spricht eine ältere Arbeit des gleichen Verfassers[3] von diesem Gestein als einem echten Granit. Da nun mikroskopisch Umsetzungsvorgänge und Neubildungen deutlich beobachtet werden können und andererseits nachheriger Verschieferung des Intrusivgesteins in diesem Terrain keine unbedeutende Rolle zukömmt, so mag es billig erscheinen bei der alten Bezeichnungsweise eines »Augen«- oder »Porphyr«-gneises« zu verbleiben.

Ein mehr aplitisches, seltener pegmatitisches Ganggefolge sehen wir häufig von diesem Intrusivkörper in die benachbarten Hüllschiefer ausstrahlen.

Der Haupttypus der Hüllschiefer ist ein grauer, überaus quarzreicher Glimmerschiefer, der freilich in den oberflächlichen Aufschlüssen fast immer mehr oder weniger rostig verfärbt ist.

Das untersuchte Material wurde dem Kehrtunnel entnommen.

Eine Gesteinsprobe von Meter 356 zeigt auf den Schichtflächen sericitischen Muskovit mit feinschuppigem, tombakbraunem Biotit verwachsen.

U. d. M. beobachten wir das sehr reine Quarzmosaik mit grober Verzahnung in ziemlich weiten Abständen von Muskovitzügen welche weniger Biotit enthalten, durchzogen; diese Züge alternieren.

Bei stärkerer Vergrößerung bemerkt man hie und da ein Albitkorn ganz gleich wie Quarz auftretend. Durch die geringere Lichtbrechung gegen Quarz und die Einschlüsse heben sie sich aus dem Mosaik heraus. Außer in ganz isolierten Körnern treten die Albite noch zu kurzen Zügen vereinigt auf. Von den winzigen Einschlüssen erkennt man Quarz sicher, auch Rutil, die meisten dürften dem Muskowit und einem Mineral der Epidotgruppe angehören.

Der mit Muskovit auch parallel verwachsen auftretende Biotit ist stark pleochroitisch (von fast farblos zu rötlichbraun).

Sehr wenige (aus Biotit hervorgegangene ??) Chloritblättchen zeigen abnormales Schwarzblau (Pennin?).

Auch einige Körnchen von Epidotmineralien (manchmal mit schönen preußischblauen Interferenzfarben: Klinozoisit?), scheinen vorhanden zu sein.

---

[1] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 168 bis 177.

[2] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 311.

[3] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 172.

Endlich sind ganz spärlich schwarze Erzkörnchen im Schliff verteilt.

Auffällig ist der Mangel jeglicher Breccienstruktur und fast jeglicher undulösen Auslöschung (Quarz und Albit); nur die Muskovitbänder sind etwas zerfetzt.

Ein mehr nach der Schieferung angelegter Dünnschliff (Probe von Mtr. 46 des gleichen Tunnels) gestattet diese Beobachtungen noch zu ergänzen.

Das Quarzmosaik wie im vorherigen Schliff, doch zeigt sich sowohl die Verzahnung als die undulöse Auslöschung etwas stärker.

Spärliche Feldspatkörner (Albit) wie früher.

Sericit und Biotit (untergeordnet) ist wohl etwas mehr vorhanden, doch treten sie noch immer sehr stark gegen den Quarz zurück. Der Biotit erweist sich hier als optisch einachsig bis kaum merkbar zweiachsig.

Der in gleicher Menge wie Biotit vertretene Chlorit entpuppt sich in diesem Schliff deutlich als ein Derivat des ersteren. Man sieht sehr deutlich an mehreren Biotitindividuen, wie die Chloritsubstanz randlich und längs der Spaltrisse vordringt. Der Pleochroismus des Chlorit ist sehr schwach, gleichwohl zeigt sich die Doppelbrechung abnormal (blau). Einmal wurde ein verwachsenes Achsenkreuz beobachtet (Pennin).

Nicht allein auf Biotit jedoch ist der vorhandene Chlorit zurückzuführen, man kann ihn auch aus Granat hervorgehen sehen.

Rundliche Körner von hoher Licht- und Doppelbrechung wurden dem Zirkon zugerechnet.

Die Granaten sind in sehr seltenen winzigen, rundlichen, optisch normalen Kristallen im Schliff verteilt. Ein Korn ist jedoch bedeutend größer und erweist sich in Chlorit-»Gewölle« (rundliche blättrige Chloritkugel) eingebettet.

Von Mineralien der Epidotgruppe hie und da eine Spur.

Hingegen ist der Schliff ziemlich reich an Kies, welcher jedoch nicht in Krystallen, sondern in Flocken und zerrissenen Formen auftritt. Seine ins Tombackbraune spielende Farbe dürfte auf Magnetkies deuten.

Apatit scheint vorhanden zu sein.

Westlich von Schäffern taucht unter den Ablagerungen der Stufe von Sinnersdorf auf eine kurze Strecke ein zwischen zwei Amphibolitzüge eingeschaltetes Band eines merkwürdig schweren überaus granatreichen Schiefers auf, der von schmalen (bis 1 *cm* starken) Aplitadern durchzogen ist (Granatarterit).

Die etwa halbzentimetergroßen Granataugen — die den Schiefer fast zu einem Granatfels machen — sind umflossen von einer stark gestreckten, aus Quaz, Feldspat? und feinschuppigem Biotit bestehenden Grundmasse.

U. d. M.: Von der Schiefermasse heben sich lichte, nur aus Quarz und Feldspat bestehende breite Adern ab, welche »venös« (das heißt etwas mäandrisch) verlaufen und auch quer die Schieferung durchsetzen. Die Feldspäte stechen porphyrisch aus den Venen hervor. Der Quarz bildet ein gestrecktes Mosaik, welches zum Teil verzahnt, zum Teil durch Mörtel gebunden ist.

Die Feldspäte zeigen etwas rundliche Umgrenzung und reichlich langnadelige Einschlüsse.

Dieser Feldspat ist infolge seiner geringen Lichtbrechung gegen Quarz und Kanadabalsam, des relativ kleinen Achsenwinkels und des negativen Charakters der Doppelbrechung aller Wahrscheinlichkeit nach ein Orthoklas. Auch die einmal beobachteten schmalen Albitschnüre in ihm (Myrmekit) sprechen dafür. Die Einschlüsse werden als Apatitnadeln und Sericitflitterchen (? angesprochen.

Ob noch ein Plagioklas in diesen Adern, die wir als granitische Injektionen deuten müssen, vorhanden ist, konnte nicht entschieden werden, zwillingestreifte Individuen fehlen jedenfalls.

Die Feldspäte löschen stark undulös aus.

In der Schiefermasse sehen wir Quarz, Biotit, Granat, ein Mineral der Epidotgruppe, Zirkon, Erz etc. vertreten. Eine sekundäre mechanische Beeinflussung beherrscht die Struktur (Streckung, Verzahnung des Quarzpflasters, Zerstörung der Idiomophie).

Der in großer Menge vorhandene rotbraune Biotit ist filzig-strähnig entwickelt. Keinerlei Ansätze zu Idiomorphismus. Die größeren Blättchen zeigen einen Pleochroismus von lichtgelb zu rotbraun. Schöne rundliche Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen.

(Chlorit wurde keiner beobachtet.)

Die Granatknoten sind — wie bereits erwähnt — sehr zahlreich. Er ist schwach rosa gefärbt und zeigt keinerlei krystallographische Umgrenzung. Die zahlreichen Sprünge, die ihn durchsetzen, stehen deutlich immer normal auf der Streckungsrichtung des Gesteins; sie sind manchmal mit Biotit erfüllt. Die Poren der oft durch prächtige Siebstruktur ausgezeichneten Granatkörner verschließt Quarz. Manchmal kann man beobachten, daß der Raum für den Granatknoten in der Schieferung noch vorhanden ist, vom Granat aber nur mehr ein spärlicher Rest, alles andere erfüllt Quarzsubstanz. Es hat in der Tat den Anschein, als würde der Granat im nachhinein verdrängt worden sein.

Als Einschlüsse im Granat beobachten wir sehr wenig schwarzes Erz, dann Biotitblättchen und stark lichtbrechende sattgelbe Körner, welche auch sonst im Schliff selbständig auftreten. Einmal findet sich als Einschluß auch eine große Muskovittafel.

Ein mikrolithisches Mineral bildet im Schliff, bald selbständig, bald mit Biotit zusammen verfilzt, große, wirre Haufen. Sehr gern begleitet es als schmaler Saum die venösen Injektionen. Das Mineral tritt in kurzen, quergegliederten Stengeln auf. Doppelbrechung wie Orthoklas. Lichtbrechung ähnlich Epidot. Es wird als Zoisit angesprochen.

Das honiggelbe Mineral ohne Krystallform ist nach Stärke der Licht- und Doppelbrechung Rutil. Man kann es oft auch mit opakem Erz vergesellschaftet beobachten.

Das spärliche Erz ist schwarz-opak, im auffallenden Licht zeigt es einen bläulich-metallischen Schimmer (eisenglimmerartig).

Der im Biotit beobachtete Zirkon tritt hie und da auch selbständig auf.

Der weiße, mittelkörnige Marmor des oberen Sulzbachgrabens (es wurden nur Lesestücke von ihm gefunden) westlich Schäffern zeigt mit freiem Auge über millimetergroße rundliche Blättchen eines eisengrauen Minerals. Ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung und gegen Säuren, ihrer Unlöslichkeit in der Phosphorsalz- und Boraxperle nach zu schließen ist es Graphit.

U. d. M. zeigt der Marmor Pflasterstruktur mit kaum merkbarer Verzahnung. Mörtel fehlt. Die Kalzitindividuen sind prächtig zwillinggestreift.

Als Nebengemengteile bilden Quarz mit Albit zusammen meist Gängchen und Nester, kommen jedoch auch für sich im Schliff verstreut vor. (Der Feldspat nach der Becke'schen Methode: α' und γ' immer kleiner als ε und ω des Quarzes bestimmt.)

Ein nicht seltenes in kurzen Stengeln auftretendes Mineral mit starker Licht-, aber sehr schwacher Doppelbrechung (positiv), querer Anordnung der Achsenebene (2 achsig) zu den Spaltrissen und gerader Auslöschung wurde dem Zoisit zugerechnet.

Titanit in ganz kleinen, spärlichen Krystallen.

Aus dem hornblendereichen basischen Zug westlich Schäffern beschreiben wir einen Amphibolit. Es ist ein grünlichschwarzes, fast dichtes Gestein mit rötlichen Granaten.

U. d. M. kann man das Gefüge ein granoblastisches nennen, mit Hervortreten der größeren Epidot- und Granatkörner und eines Teiles der Hornblenden.

Ein Füllsel zwischen den größeren Individuen bilden kleine Körner von Feldspat, Quarz und Hornblende.

Die Hornblende tritt in sehr unregelmäßigen, kürzeren Stengeln auf. Zerlappt und löcherig beherbergt sie Quarz-, Feldspat- und Epidotkörner.

Pleochroismus $\mathfrak{a}$ = sehr lichtgelblichgrün,
$\mathfrak{b}$ = sehr dunkelsaftgrün,
$\mathfrak{c}$ = bläulichgrün;
wobei $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

Sie ist niemals zonar gebaut und zeigt auf 010 eine Auslöschungsschiefe von etwa 19° gegen die Risse der Prismenspaltbarkeit.

Gegen die Hornblende tritt Epidot sehr stark zurück. Wir beobachten ihn in schönen, nach *b* gestreckten Stengeln; seine hohen, fleckigen Interferenzfarben lassen gleich den Pistazit erkennen. Es sind auch hier, wie dies schon öfters beobachtet wurde, in der Zone der *b*-Achse deutliche Ansätze zu Idiomorphie vorhanden. Pleochroismus ist kaum merkbar. Nach $\mathfrak{c}$ kann man ein ganz schwaches Gelblich beobachten, in den anderen Schwingungsrichtungen ist der Pistazit farblos.

Neben Pistazit tritt noch Klinozoisit auf. Er findet sich äußerst spärlich im Schliff verteilt, einmal jedoch in größeren, nach *b* gestreckten Stengeln mit Granat zusammen ein Nest bildend. Er ist farblos. Die Richtung der Achsenebene (quer zu *b*), das anomale Blau der Interferenz und der optisch positive Charakter stellen das Mineral zum Klinozoisit. Einschlüsse fast gar keine. Ein schmalet Saum ist häufig stärker doppelbrechend (geht in Pistazitsubstanz über).

Der Granat ist sehr spärlich vertreten. Er bildet einzelne größere rundliche Körner oder Körneraggregate. Regellos zerklüftet umschließt er alle übrigen Komponenten des Gesteines außer Epidot. Manchmal werden die Einschlüsse von Quarz sehr groß und es entsteht Siebstruktur.

Einmal grenzt an Granat etwas Biotit.

Erz ist eigentlich im Schliff sehr wenig, man sieht nur einige ganz unregelmäßige, zerlappte Partien. Ein Blättchen ist schön nelkenbraun durchscheinend (Titaneisenglimmer). Auch mit Rutil verwachsen tritt das Erz auf; und wenn es dann später zur Titanit- (Leukoxen-)bildung gekommen ist, so umrandet dieser in gleicher Weise Erz und Rutil. (Das gleiche wurde auch ein zweitesmal sehr deutlich beobachtet.)

Titanit ist übrigens auch sonst recht reichlich in der bekannten Insekteneierform zu Gruppen vereinigt im Schliff vertreten.

Nun hat es den Anschein, als würden Quarz und Feldspat, welche unter sich selbst ein Pflaster bilden, dem Amphibolitgefüge

fremd gegenübertreten. Sie häufen sich an gewissen Schliffstellen und scheinen überhaupt in das Hornblendegefüge vorzudringen und eine Infiltrationsmasse zu bilden. Das meiste ist Feldspat,[1] welcher dem Oligoklas angehört.

Richarz hat aus dem gleichen Zuge einen Eklogit beschrieben[2].

An Aufschlüssen in gesundem Augengneis ist großer Mangel. Obwohl das Areal ganz beträchtlich ist, das von ihm eingenommen wird, gehört es zu den Seltenheiten, daß der Porphyrgneis nicht rostig verfärbt, sondern lichtgrau, wie dies seiner granitischen Zusammensetzung entspricht, angetroffen wird.

Nur zwei Örtlichkeiten haben den Gneis in ausgedehntem Maße frisch und unverwittert studieren lassen. Einmal die Steinbrüche beim Krainerbauer, nördlich von Unter Aspang und dann der Windhof-Kehrtunnel.

Die ersterwähnten Steinbrüche liegen knapp an der Bahntrasse unterhalb des am Osthang des Tales gelegenen Krainerbauer.

Es ist ein schöner, etwas quarzarmer, richtungslos körniger bis grobporphyrischer und dann etwas schieferig struierter Granitgneis mit dunklem Glimmer.

Im unteren Bruch neben dem Bahngeleise erkennt man kaum jemals porphyrische Struktur. Eine stark verschieferte Zone erinnert durch den überwiegenden Sericitgehalt, der sich auf Kosten des Feldspats angereichert hat, sehr an die von Starkl[3] Leukophyllit genannten, talkschieferähnlichen Einlagerungen in den krystallinen Kerngesteinen der »Buckligen Welt«. Diese Zone fällt steil nach Ost.

Im gesunden Gneis bemerkt man hie und da bis handbreites Aplitgeäder, welches von winzigen Turmalinsäulchen durchspickt ist.

Im Oberen Steinbruch fällt die grobporphyrische Struktur des Granitgneises auf. Manche von den großen Kalifeldspateinsprenglingen zeigen zonares Wachstum durch ein peripher eingeschaltetes Band von kleinen Biotiteinschlüssen. Die Feldspäte sind mit ihrer Längserstreckung nach N 30° O aneinander gereiht, welche Richtung unter 35° gegen den Horizont geneigt ist.

Eine grobe Klüftung zeigt keine ausgesprochene Gesetzmäßigkeit.

(Dieser grobe Gneis war eine jener in unserer Gegend sehr spärlich vertretenen Gesteinsarten, die sich zu Bau- und Werksteinen verarbeiten ließen.)

Ein Dünnschliff (Unterer Steinbruch) zeigt **u. d. M.** der Hauptsache nach Quarz, Mikroklin, zwillinggestreiften Plagioklas mit zahllosen Einschlüssen, schokoladebraunen Biotit.

Die eugranitische Struktur ist noch ziemlich gut erhalten; auffällig ist die aufdringliche Neigung der Plagioklase zu Idiomorphie; zwischen die Individuen dieser schiebt sich oft ganz nach ophitischer Manier zerhackter, aber gleichsinnig orientierter Mikroklin als Füllmasse.

Von den Feldspäten tritt der Kalifeldspat etwas zurück; es ist Mikroklin mit deutlicher Gitterlamellierung. Er ist von zahlreichen Albitspindeln durchwachsen, welche insofern eine gewisse Gesetzmäßigkeit ihrer Anordnung erkennen lassen, als sie die Mikroklingitterung etwa diagonal zu kreuzen suchen. In einem Schnitte normal a beobachtet man eine wiederholte Ablenkung der Albitspindeln in die Gitterrichtung hinein. Die in Rosenbuschs Mikroskopischer Physiographie Bd. I./2, p. 324 wiedergegebene Beobachtung vieler Autoren, daß die Mikroklingitterung in der Umgebung der Albitspindel deutlicher ist, vermag der Verfasser nur zu bestätigen.

Der Kalifeldspat umschließt insbesondere Plagioklas, Glimmer, dann die primären akzessorischen Gemengteile. Er tritt im Schliff nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt auf und zeigt keine krystallographische Umgrenzung. Wohl aber beobachtet man Idiomophie an den großen porphyrischen Einsprenglingen der Handstücke.

Die häufige Idiomorphie der Plagioklase prägt sich in rechteckigen Querschnitten aus (Ausbildung von M und P). Er zeigt sich aus haarscharfen polysynthetischen Zwillingslamellen (nach dem Albitgesetz) zusammengesetzt. Der Reichtum an Einschlüssen verdeckt fast die Feldspatsubstanz. Es sind Mikrolithen von Klinozoisit und Muskovit, die den scharf umgrenzten Kern erfüllen. Ein schmaler Saum ist völlig einschlußfrei und es ist nicht schwer, diesen Rand als Albitsubstanz zu bestimmen.

Weitaus schwieriger ist die Bestimmung der Plagioklassubstanz im Kern. Infolge der massenhaften Einschlüsse ist es nicht möglich, einwandfreie Achsenbilder zu erhalten. Es nötigt deshalb die exakte Bestimmung des Plagioklas in einer älteren Arbeit[4] als

---

[1] Wie Herr Prof. F. Becke dem Verf. gütigst mitteilt.

[2] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 311, 312.

[3] G. Starkl: Über neuere Mineralvorkommnisse in Österreich etc., J. G. R., 33. Bd., 1883, p. 644.

[4] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc., p. 288; Schliff aus der Umgebung von Aspang (keine genaue Fundortsangabe).

Oligoklas mit etwa 15% An einige Skepsis auf. Sehr beachtenswert sind auch die Beobachtungen des gleichen Verfassers, die von einer Verschiedenheit der Kernsubstanz in Lichtbrechung und Auslöschung gegenüber dem Randalbit sprechen. Denn diesen Beobachtungen konnten keine analogen an die Seite gestellt werden.

Erstens ist immer eine völlige Koinzidenz der Auslöschungsrichtungen von Kern und Saum zu konstatieren und

zweitens gelingt es nicht zwischen beiden eine Lichtlinie zu erzeugen, welche den Unterschied in der optischen Dichte zwischen Kern- und Saumsubstanz andeuten würde.

Diese oftmals kontrollierten Beobachtungen lassen keinen anderen Schluß zu, als daß eben der Kern der Plagioklase gleichfalls bereits Albit ist.

Hiermit vollkommen im Einklange steht der ungeheure Einschlußreichtum an Ca-Al- und K-Al-Silikaten, welche den ehemaligen Anorthit- und Kaligehalt vollständig aufgezehrt haben.

Wo Pressungszonen den Feldspat durchziehen, reichern sich sofort die Muskovitflitterchen zu Sericitsträhnen an.

Es ist auffällig, daß die Zwillingslamellen der Kernplagioklase in den Randalbit nicht immer fortwachsen.

Als spärliche Einschlüsse im Plagioklas sind noch optisch normale Granatkryställchen zu erwähnen, welche auch frei die Quetschungszonen begleitend vorkommen.

Der Quarz bildet zum Teil gröbere, ungegliederte Ausscheidungen, zum Teil in größeren Flächen ein grobverzahntes Pflaster. Er ist schwach bestäubt; diese Trübung löst sich bei stärkerer Vergrößerung in winzige Einschlüsse mit bedeutend geringerer Lichtbrechung als der Wirt auf, es dürften Flüssigkeits- und Gas-(?)einschlüsse sein, die häufig in Züge vereinigt sind.

Auch hier kann man zweierlei Quarz beobachten; erstens solchen mit Einschlüssen und zweitens einschlußfreien Quarz. Der letztere hält sich an die Quetschungszonen.

Diese Pressungszonen sind im Quarz durch Sprunggarben und undulöse Auslöschung gekennzeichnet.

Der im Schliff unregelmäßig verteilte Biotit ist licht schokoladebraun bis gelblich (im Zustande der Zersetzung) gefärbt und tritt in schönen dicken Tafeln auf. In den Quetschungszonen unterliegt er einer mechanischen Auflösung.

Pleochroismus: Schwingungen normal zu den Spaltrissen = sehr lichtes Gelblichbraun; parallel zu diesen = sattes Braun.

Er ist optisch einachsig. Einschlüsse: prächtiges Sagenitgewebe (System von Rutilnadeln, die sich unter 60° schneiden). Dann eiförmige Zirkone, welche von stark pleochroitischen Höfen umgeben sind. Auch Umwandlungs- und Zersetzungserscheinungen sind zu beobachten.

Seltene mit Biotit parallel verwachsene Blättchen zeigen einen Pleochroismus von lichtgrünlichbraun zu lichtchloritgrün (bereits Chlorit?).

Andere häufigere Blättchen sind in einem Satt-Gelbbraun pleochroitisch und von reichlicher Epidotausscheidung begleitet.

Bei beiden Zerfallserscheinungen ist die Doppelbrechung erheblich herabgesetzt.

Die Epidotisierung ist sehr schön zu beobachten. Die Epidotkörner liegen mit *b* parallel der Spaltbarkeitsrichtung des Glimmers und fressen sich vom ausgefransten Ende in diesen hinein. Auch sonst begleitet die Biotittafeln bereits überall ein schmaler Epidotsaum, zu dem sich noch etwas Titanit gesellen dürfte. In den Pressungszonen ist das Korn der die zerfetzten Biotite begleitenden Epidotkörner größer.

In allen untersuchten Schliffen scheint der Muskovit nur sekundärer Entstehung zu sein. Er tritt in der feinschuppigen Varietät des Sericit auf und ist vorwiegend an Quetschungszonen gebunden.

Etwas Apatit findet sich in kurzen Säulen und Körnern an die Nähe der Biotite gebunden.

Ein einziges Erzblättchen wurde in einem Biotit beobachtet.

Junge Sprünge und Quetschungszonen (welche einheitlich nach einer Richtung verlaufen) sind mit Quarz, Albit und Sericit erfüllt.

Ein anderer Schliff (vom oberen Steinbruch beim Krainerbauern) ist deswegen interessant, weil er die Zunahme der Pressungserscheinungen und die Chloritisierung fast des gesamten Biotit zeigt.

Auch in diesem Schliff deuten die optischen Verhältnisse der einschlußreichen Plagioklaskerne auf Albit.

Etwas merkwürdig ist ein größerer Quarzkrystall, der — mit deutlichen Flächenansätzen — in einen Mikroklin eingebettet ist. Er selbst umschließt kleine Bläschen (Flüssigkeitseinschlüsse?), eine Biotittafel (mit Zirkonkorn) und Apatit(?)mikrolithen. Diese praemikroklinischen Quarze wurden auch von Richarz[1] beobachtet.

Den Biotit vertritt ein sehr blaßgrüner Chlorit. Pleochroismus: von lichtgelblichgrün zu blaßgrün. Interferenzfarbe: schönes Kobaltblau. Achsenkreuz unkenntlich (Pennin). Seine Tafeln sind zernagt, von Epidotausscheidung umgeben und enthalten Zirkone mit pleochroitischen Höfen.

Auch hier halten sich die Apatitsäulchen an die Nähe des Chlorite.

Erz wurde keines bemerkt.

Die Quetschungszonen sind in diesem Schliff weit ausgeprägter, dichte Sericitstränge begleiten sie, und wie es scheint, auch etwas Granat. Die Sericitschüppchen sind bereits größer. Die klaffenden Sprünge im Mikroklin erfüllen Quarz, Albit und Kalcit, der auch isoliert im Kalifeldspat auftritt.

---

[1] l. c., p. 289.

Auffällig ist auch das Hineinzwängen von Albitsubstanz zwischen zwei Mikrokline. Der Albit bildet beiderseits der Naht einen schmalen Pflastersaum, der sich durch die Becke'sche Lichtlinie scharf von den Mikroklinen abhebt.

Die chemische Zusammensetzung dieses Granitgneises war folgende[1]:

	Gewichsprozente	Molekularprozente
$Si O_2$	67·04	76·4
$Ti O_2$	0·12	0·1
$Al_2 O_3$	14·81	9·8
$Fe_2 O_3$	1·37	3·1
$Fe O$	2·14	
$Mn O$	—	—
$Mg O$	0·74	1·2
$Ca O$	2·00	2·4
$Na_2 O$	3·41	3·7
$K_2 O$	4·61	3·3
$H_2 O$	1·71	
$P_2 O_5$	Sp.	
	99·95	

Die auf 10 Teile reduzierten Osann'schen Zahlen ergeben folgende Werte[2]:

	a	*c*	*f*	*S*
Granitgneis vom Krainerbauer	5·2	1·7	3·1	76·5

Sein Projektionspunkt ist im Osann'schen Dreieck auf Taf. I eingezeichnet.

Ein zufriedenstellender Vergleich mit einem Osann'schen Typus ist nicht gut möglich, da das Projektionsfeld seiner Granite infolge der beschränkten Anzahl von Analysen große Lücken aufweist[3].

Daß es sich tatsächlich um ein ganz normales Granitmagma handelt, lehrt ein kurzer Vergleich der Becke'schen Werte a_0, c_0, f_0[4] mit dem Granitmittel von Daly.

Granitgneis vom Krainerbauer	ohne Rücksicht auf $Al_2 O_3$-Überschuß	a_0 7·53	c_0 1·29	f_0 1·18	Molekularprozente $Si O_2$ 76·5
	mit Rücksicht auf $Al_2 O_3$-Überschuß	a_0' 7·66	c_0' 1·22	f_0' 1·12	
Granitmittel Daly[5]		a_0 7·42	c_0 1·35	f_0 1·23	77·1

An Vergleichstypen ist unter den von F. Becke gegebenen Analysen kein Mangel.

Unter den Granitgneisen der Zentralgneisregion machen wir die Typen Lafenn (Nr. 21), Rotbach (Nr. 23), Dornaubergklamm (Nr. 25), Lassacher Winkel (Nr. 26) namhaft[6].

Auch unter den alten Intrusivgneisen gibt es Vergleichsgrößen, wie Tauferer Schloßberg (Nr. 45), Winterstall (Nr. 46) und Kellerjoch (Nr. 47)[7].

---

[1] Analyse ausgeführt von Dr. R. v. Görgey im Miner.-Petrogr. Institut der k. k. Universität Wien.

[2] Diese Berechnung stellte Herr Prof. Becke dem Verfasser gütigst zur Verfügung.

[3] A. Osann: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine M. P. M. Wien 1900, Taf. IV., Fig. 2.

[4] F. Becke: Chemische Analysen etc., p. 210 u. f.

[5] l. c., p. 214.

[6] l. c., p. 172, 173.

[7] l. c., p. 180, 181.

Im Kehrtunnel ging die Zahl der porphyrisch eingesprengten Kalifeldspäte im gleichen Maße zurück, als man sich dem Glimmerschiefer näherte. Zugleich wurde der Gneis feinkörniger.

Eine derartige Probe wurde ebenfalls unter dem Mikroskop untersucht.

Der graue, äußerst zähe und klüftig geschieferte Gneis enthielt sehr spärlich und in weiten Abständen etwa 1 bis 3 *cm* große Einsprenglinge von Kalifeldspatzwillingen.

U. d. M.: Der Quarz bildet mit Plagioklas verwachsen ein schwammig verzetteltes Grundmosaik mit starker Verzahnung. Undulöse Auslöschung des Quarzes,

Das Füllsel im Quarz-Albitschwamm wird aus einem feinen Zerreibsel von viel Sericit, dann Klinozoisit, Biotit mit Pistacit, Quarz und Feldspat gebildet.

Die im gröberen Mosaik einzeln verstreuten, gleichgroßen Körner des Plagioklas enthalten zahlreiche Einschlüsse (Muskovit, Klinozoisit [?], Epidot); er ist immer schwächer lichtbrechend als Quarz in allen Lagen. Demnach handelt es sich um Albit.

Zwei Karlsbader Zwillinge (Mikroklinperthit) mit ganz zerlappter Umgrenzung zeigen sich im Schliff. Sie scheinen gewissermaßen durch Quarz, Albit, Sericit- (und etwas) Calcitmasse in Aufzehrung begriffen.

Der Biotit ist gleichmäßig zerfetzt im ganzen Gestein verteilt. Pleochroismus: von sehr licht gelblichgrün zu dunkelbräunlich-saftgrün. Mit Zirkoneinschlüssen. Aber viele Zirkonsäulchen haben sich wahrscheinlich von ihrem Wirt (dem Biotit befreit und schwimmen jetzt frei — zum Teil zerbrochen (!) — in der kataklastischen Masse des Dünnschliffs.

Neben der feinfilzigen Hauptmasse des Sericit, bemerkt man auch größere zerfetzte Schuppen von Muskovit.

Nadeln und größere rundliche Körner von Apatit als Einschlüsse und frei allenthalben.

Spärliche rundliche Körner von der Größe des Apatit und granulierte Massen gehören dem Titanit an.

Dieses Gestein ist entschieden als eine regenerierte endogene Breccie zu deuten.

Der vorhin erwähnte Turmalinaplit aus dem tieferen Steinbruch beim Krainerbauern bot unter dem Mikroskop folgendes Bild.

Die etwa 1—2 *mm* langen Säulchen von Turmalin sind in sehr großer Zahl einem feinkörnigen, blastogranitischen Mosaik von Quarz, sehr viel zwillinggestreiftem Plagioklas und sehr spährlichem Mikroperthit eingestreut. Die Mikroperthite treten etwas porphyrisch hervor.

Ein zwillinggestreifter Plagioklas mit γ = I. Bisektrix zeigt normal zu c eine Auslöschung von 19°. Es ist also reiner Albit. Auch γ erheblich kleiner als ω des Quarzes spricht zu Gunsten dieser Bestimmung.

Wenn wir auch hier annehmen, daß die mikrolithischen Einschlüsse ein Ergebnis des Zerfalles des ehedem schwach anorthithältigen Plagioklases seien, so kommen wir bei diesem Aplit zu dem Schluß, daß der Plagioklas bedeutend saurer als im Granit gewesen sein muß, denn die Einschlüsse sind weitaus spärlicher und die winzigen Körnchen des Epidotminerals treten sehr stark zurück. Die meisten regellos verstreuten Einschlüsse sind wahrscheinlich Muskovit. Auch blättchenförmige Erzkörnchen mit Leukoxen gesellen sich hinzu.

Der Quarz ist gegen den Plagioklas ziemlich untergeordnet vertreten. Er zeigt sich schwach bestäubt (durch winzige Gas- oder Flüssigkeitseinschlüsse) und ist schwach undulös.

Die etwas kurz gestutzten Säulchen des Turmalin lassen nur in den Querschnitten schwache Ansätze zu krystallographischer Umgrenzung erkennen. Er ist gelblichbraun gefärbt und nicht selten zonar gebaut (lichter Kern und dunklere Hülle). Der zonare Bau ist sehr unregelmäßig, da der Kern in der Regel exzentrisch liegt.

Pleochroismus: Schwingungen parallel *c* = fast farblos (sehr schwach gelblich),
senkrecht *c* = gelblichbraun.

Besonders stark pleochroitisch sind häufige schwarzblaue, wolkige Flecken; sind sie größer und intensiver, so bemerkt man sie deutlich Höfe um winzige stengelige oder körnigrundliche Einschlüsse bilden (Pleochroitische Höfe). In der Parallelstellung der Stengel zum Polarisator verschwinden sie. Die winzigen Einschlüsse gehören — soweit sie stengelig sind — vielleicht dem Rutil an; andere mehr krümelige Körnerhaufen lassen sich mit Zirkon nicht recht vergleichen. Die Höfe sind bei der Winzigkeit der Einschlüsse sehr groß. Radial verlaufende Sprünge begleiten nicht selten die Einschlüsse.

Die Doppelbrechung des Turmalin ist sehr hoch (pistazitähnlich).

Auch einige Granatkryställchen und ein Häufchen von Apatitkörnern wurden beobachtet.

B. Das zentralalpine (Lepontinische) Mesozoikum.

Insbesondere ihrer interessanten tektonischen Stellung wegen sind hier einige Reste der sogenannten »Semmeringtrias« zu erwähnen, welche östlich und südlich von Aspang auftreten.

Es sind die gewöhnlichen Gesteine: grobe Sericitgrauwacken mit rotvioletten Quarzgeröllen, Arkosen mit weißgebleichtem Feldspat, dichte Quarzite, Sericitschiefer und Porphyroide; diese Gesteinsgruppe gehört in die Semmeringquarzitgruppe.

Licht- bis dunkelgraue Dolomite vom Südwesthang des Spitzer Rgl. lassen sich den triassischen Diploporendolomiten des Semmering vergleichen, während schmutzigweiße Marmorschüblinge aus dem Graben nordwestlich vom Prost (Unter Aspang NO) am besten im Semmeringjura ihren Platz finden.

Dieser Marmor wurde vergleichshalber (Marmor von Schäffern) unter dem Mikroskop untersucht. Es fand sich wenig im Dünnschliff: einige sehr spärliche Muskovitfetzchen, regellos zerstreut in dem hochgradig mylonitisierten und regenerierten Gestein, hie und da ein Pyritkörnchen von einer kolloidalen Eisenhydroxydhaut umzogen; äußerst seltene, winzige Körnchen können Quarz oder Albit sein.

Auch die Vergesellschaftung mit Quarzit zeigt, daß dieses Gestein in die Semmeringgruppe hineingehört.

Die gleichen Accessoria fanden sich mit Ausnahme des Schwefelkieses[1] im Dolomit beim Spitzer in der Grub. Hier konnten Quarz und Albit sicher erkannt und meist längs der Kataklasklüfte, welche der Hauptsache nach von neugebildetem Carbonat (Calcit?) erfüllt werden, beobachtet werden. Der Quarz überwiegt den Albit, welcher rhomboëdrische Einschlüsse (Carbonat) führt.

Makroskopisch läßt dieses Gestein, das den Semmering (Diploporen-)dolomiten sehr gut entspricht — von den phyllitischen Häutchen einer plattigen Varietät abgesehen — kaum irgend eine Metamorphose erkennen.

Große Mannigfaltigkeit zeigt die reichlich vertretene Semmeringquarzitgruppe, welche die Untere Trias, allenfalls noch Perm umfaßt[2].

Die Gesteine dieser Gruppe sind alle sehr licht, weißlich bis apfelgrün.

Das quarzige Sediment spielt die Hauptrolle. In den psephitischen Gliedern, welche immer einen etwas arkosigen Charakter haben (Kohlgraben südlich Aspang), beobachten wir die gleichen rötlichen Quarzgerölle, die am Semmering und in den Radstätter Tauern in der gleichen Schichtgruppe zuhause sind. Der Verfasser hält es für sehr wahrscheinlich, daß diese Rotfärbung ursprünglich dem ganzen Konglomeratkomplex eigen war und erst im Wege der Metamorphose zum Verschwinden gebracht wurde.

Die auffällige Tatsache, daß die lichten, meist etwas grünlichen Sericitgrauwacken auf die metamorphe Permotrias der Zentralalpen beschränkt sind, welche eine bereits ziemlich weit vorgeschrittene Umkristallisation erkennen läßt, verdient wohl festgehalten zu werden.

Es scheint in der Tat die für den alpinen Verrucano und die untere Trias so bezeichnende Rotfärbung, welche unter dem ostalpinen Mesozoikum so allgemein beobachtet werden kann, unter dem Einflusse der Metamorphose tieferer tektonischer Einheiten zu verblassen und sich nur in einzelnen Quarzgeröllen noch erhalten zu haben.

Das Verschwinden dieser durch feinverteiltes Fe_2O_3 hervorgerufenen Rotfärbung mag auf verschiedene Ursachen zurückgehen.

Ein beträchtlicher Teil wird wahrscheinlich durch den in diesen Schliffen merklich pleochroitischen Muskovit (Fe-Gehalt) gebunden (F. Becke); ein anderer geht zum Pyrit, der in diesen Gesteinen nicht selten

---

[1] Welcher übrigens andererseits von Richarz beobachtet wurde.

[2] Ein karbones Alter, wie es neuerdings L. Kober (Der Deckenbau der östlichen Nordalpen, Denkschr. 1912, 88. Bd.) anzunehmen geneigt ist, ist für den Semmeringquarzit nicht diskutabel.

makroskopisch beobachtet werden kann. Endlich ist es wahrscheinlich, daß durch das Zusammenschießen des fein verteilten $Fe_2 O_3$ zu einzelnen größeren Kristallblättchen von Eisenglimmer gleichfalls das färbende Pigment zum Verschwinden gebracht wird.

Unter dem grobklastischen Sediment überwiegen die Arkosen. Solche Arkosen, welche oft schon makroskopisch den beträchtlichen Gehalt an (klastischem) Feldspat erkennen lassen, zeigen sich

u. d. M. aus Quarz, Feldspat und Muskovit der Hauptsache nach zusammengesetzt. Die Gemengteile sind nicht gerundet. Der Feldspat läßt sich in Schliffen frischerer Gesteine (Arkose südlich Weißerde-Werk im Kohlgraben) zum Teil als Mikroklin mit Gitterstruktur erkennen; die löcherig zerfressenen Feldspatkörner (ausgewaschene Karbonat(?)einschlüsse) gehören wohl alle dem Kalifeldspat an. Einschlüsse von Muskovitmikrolithen in diesen. Einmal ein Turmalinbruchstück. (Die Arkosen zerstörtes Granitmaterial?)

Der fetzig oder schuppig ausgebildete Muskovit ist im Schliff in gewundenen Zügen verteilt. In dem oben angeführten Dünnschliff bemerkt man deutlich eine sehr schwach grünliche Färbung des Glimmers, der einen merklichen Pleochroismus von sehr lichtgrün (Schwingungen in den Spaltrissen) zu fast farblos erkennen läßt.

Ganz kleine rhomboëdrische Löcher, welche besonders gerne in den Feldspatkörnern auftreten, dürften auf das in diesen Schliffen häufig vertretene Karbonat zurückgehen.

Auch ganz dichte Quarzite, deren sedimentäre Herkunft mit freiem Auge gar nicht mehr zu erkennen ist, spielen insbesonders östlich von Aspang in dieser Gesteinsserie eine bedeutende Rolle.

Ein Dünnschliff eines solchen Gesteins (etwas östlich vom Weißerde-Werk im Kohlgraben) zeigt **u. d. M.** ein recht gut verzahntes Quarzgefüge. Zwischen den Quarzkörnchen sehr spärlich verstreute Sericitflitterchen, welche sich hie und da zu Zügen anordnen.

Feldspat wurde keiner beobachtet, hingegen zeigen sich wieder die bereits erwähnten rhomboëdrischen Löcher. Auch Apatit??

Eine geringe Verbreitung kommt den Sericitschiefern zu. In der Semmeringquarzitregion des Kohlgrabens begleiten sie die sogenannte »Weißerde«.

Über dieses merkwürdige »Gestein« berichten G. Starkl,[1] F. Becke[2] und neuerdings St. Richarz.[3]

Nach Richarz ist die Weißerde ein gänzlich aufgelöster in die Quarzitschiefer konkordant eingeschalteter Sericitschiefer mit zurücktretendem Quarzgehalt. Starkl's Neubennung des sericitähnlichen Minerals — Pyknophyllit — sei überflüssig, da sich gegen den Sericit keine wesentlichen Unterschiede ergeben.

Diese Auffassung trifft jedenfalls zu.

Doch läßt sich nach des Verfassers Meinung in der Bestimmung des Ursprungsmateriales — nach Richarz ein sericitreicher Quarzitschiefer — noch einen Schritt weiter gehen.

Wie die Befahrung der Grube gelehrt hat, ist das Liegende des nach Osten einfallenden Hauptlagers ein zerdrückter Sericitschiefer von sonst normaler Beschaffenheit. Kleine Abteufen, die noch weiter ins Liegende vordrangen, lieferten einen stark phakoidisch gepreßten grauen Gneis, in welchem Material der Verfasser mit Sicherheit den in der Nähe zutagegehenden Albitgneis der Wechselserie wiedererkannte.

Der Bergbau liefert also den Beweis, daß die Semmeringquarzitgruppe dem tektonisch tieferen Albitgneis ziemlich flach aufgeschoben ist und daß sich diese Weißerdemassen ganz nahe der Überschiebungsfläche in der Quarzitgruppe eingeschaltet vorfinden.

Das Hangend des Lagers bildet nämlich neuerdings ein Sericitschiefer, dessen Quarz aber in einzelnen rundlichen oder geschwänzten Augen von annähernd gleicher Größe in der sericitischen Grundmasse eingebettet ist.

Über diesem Schiefer liegt dann erst die Hauptmasse der dichten Quarzite und Arkosen.

Dieser obgenannte Hangendschiefer, welcher sich nach des Verfassers Meinung zu der »Weißerde« durch Übergänge in innige Beziehung setzt, wurde unter dem Mikroskop untersucht.

---

[1] G. Starkl: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. J. G. R. 1883, p. 644.

[2] F. Becke: Exkursion nach Aspang. M. P. M. 1902, p. 461.

[3] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang etc. J. G. R. 1911, p. 328 u. f.

Es zeigt sich folgendes Bild: Zart gefältelte Sericitlagen werden durch Zonen von feinem Pflasterquarz unterbrochen. Diese Zonen sind manchmal ganz kurz und spitzen sich nach entgegengesetzter Schieferungsrichtung aus. Einzelne größere Bruchstücke und Körner von Quarz und Kalifeldspat (teilweise mit Mikroklingitter) sind in die Schieferlagen eingebettet, die Kalifeldspäte zum Teil mit deutlich krystallographischer Umgrenzung.

Der Quarz ist undulös und wie der Feldspat durch kataklastische Endpartien ausgeschwänzt. Von den Feldspäten scheinen sich Sericitstränge loszulösen, die sich in die Schieferung hinein verlieren.

In der verschieferten Grundmasse ist vielleicht noch ein saurer, neugebildeter Plagioklas vorhanden.

Hie und da beobachtet man ein Kiesfünkchen. (Der Pyrit tritt auch in größeren Krystallen im Weißerdelager häufig auf.) Apatit.

Von der »Weißerde« selbst Dünnschliffe zu erhalten, war natürlich sehr schwer. Ein Schliff von einem festeren trockenen Brocken zeigt ein Quarzauge, das einen mit Quarz, Sericit und Feldspat (?) ausgefüllten Schlauch besitzt.

Diese mikroskopischen Befunde im Verein mit dem überaus reichlichen Zerstörungsprodukt des Kalifeldspats, dem Sericit, scheinen den Schluß zu rechtfertigen, daß die »Weißerde« auf einen hauptsächlich dynamisch aufgelösten (Überschiebungsfläche!) Porphyroid zurückzuführen ist und sich von einem Quarzporphyr in letzer Linie herleitet.

Porphyroide sind auch sonst in der Semmeringquarzitgruppe häufig zuhause (Vorkommnisse rings um den Gipfel des Kulma Rgl.).

Der Porphyroid der Lokalität Gering, nördlich vom Kulma ist besonders frisch.

Das lichtweißliche Gestein ist schwach geschiefert und enthält in einer dichteren Grundmasse eine große Anzahl von Quarz- und Feldspateinsprenglingen, die — alle von annähernd gleichen Dimensionen — etwa 2 bis 3 *mm* erreichen.

Die Schieferungsflächen zeigen Sericitbestege und Schüppchen eines schwarzen Glimmers.

U. d. M.: Quarz und Feldspat bilden zusammen das nicht gerade feinkörnige Pflaster der Grundmasse. Daraus heben sich sehr scharf die isolierten Quarz- und Feldspateinsprenglinge ab.

Biotit in fetzigen Partien im Schliff verstreut.

Die stark undulösen Quarzaugen lassen keinerlei krystallographische Begrenzung erkennen. Mikrolithische Einschlüsse durchziehen ihn: Nadeln (Apatit?) und Körnchen (?); kleine Bläschen könnten Flüssigkeit beherbergen.

Der Feldspat (Orthoklas nach Lichtbrechung erheblich kleiner als Kanadabalsam und Auslöschung auf 010) scheint in Aufzehrung begriffen. Schmutzigbraun bestäubt zeigt er randlich, dann auf Sprüngen und Einbuchtungen reichliche Neubildung von Sericit.

Den Biotit sehen wir in größeren zerfetzten Partien beisammen, dann in feinen Flocken im ganzen Schl. verteilt. Pleochroismus: parallel den Spaltrissen schwarzgrün, senkrecht auf diese lichtbraun. Er beherbergt große Zirkone mit pleochroitischen Höfen. Den Biotit begleiten randlich gesellige Schwärme stark lichtbrechender Körner (Epidot?).

Der Feldspat der Grundmasse konnte nicht bestimmt werden. Sie enthält noch untergeordnet Sericit. Turmalin in scharf begrenzten kurzen Säulen und hie und da ein unbestimmtes Erzkorn sind Accessoria.

Dieses Gestein ist schon makroskopisch als Porphyroid unschwer erkennbar; durch fortschreitende Verschieferung entwickeln sich Abarten von geringerer Deutlichkeit wie der Quarzitschiefer, der von St. Richarz[1] vom Dorfe Kulma (Steinbruch an der Straße) beschrieben wurde.

---

[1] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. J. G. R. 1911, p. 300, 301.

Anhang: Tektonik der Kernserie und ihrer permomesozoischen Auflagerung.

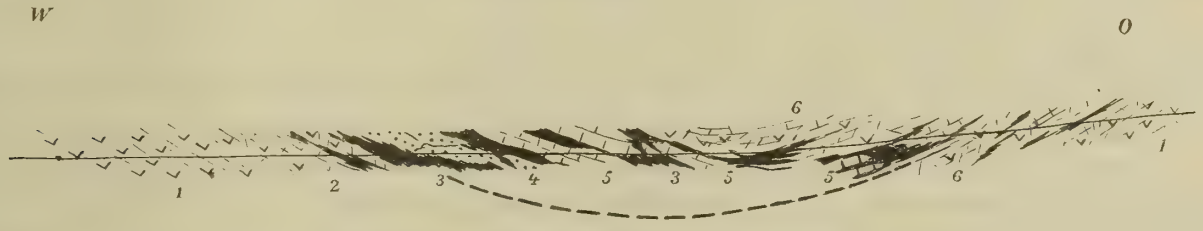
Es kann als ziemlich sicher gelten, daß der Glimmerschiefer, welcher bei der Haltestelle Feistritz-Kirchberg der Aspangbahn unter den Porphyrgneis des Königsberges einfällt, im Edlitztale nördlich von Thomasberg wieder zum Vorschein kommt. Diese Auffassung wurde in dem Profil I, Taf. II, festgehalten.

Etwas südlicher komplizieren sich die Lagerungsverhältnisse. Südwestlich Unter-Aspang bei Steinhöfen tritt nun auch am linken Ufer der Pitten Porphyrgneis auf und es wird die Meinung vertreten, daß es die gleiche Masse ist, welche östlich vom Haupttal die Berge zusammensetzt. Kleinere Gneiskeile in der Nähe der Überschiebung sind entweder Parallellager oder wohl eher tektonischen Ursprungs.

Östlich Unter-Aspang lernen wir nun auch Hüllschiefer kennen, welche in das Hangende des Gneisgranits gehören. Teilweise sind diesen Schiefern noch Reste der Semmeringquarzitgruppe aufgesetzt wie beim »Prost« und nördlich vom Kulmariegel. Die Stellung dieser Quarzite ist sehr merkwürdig. Sowohl beim »Prost« als auf der Nordseite des Kulma tragen sie neuerlich Glimmerschiefer (zum Teil auch Gneis), so daß hier an tektonische Verdoppellung gedacht werden muß.

Die Verhältnisse beim Prost sind besonders interessant. In dem Graben nördlich von diesem Gehöft überraschten ganz zerdrückte Marmorquetschlinge und Quarzitfetzen, welche in der Sohle des Rinnsals anstehen.

Fig. 2.



Aufschluß im Graben nördlich vom Gehöfte Prost.

1 grauer, stark gepreßter bis zermalmter, porphyrisch ausgebildeter Granitgneis;
2 sehr fester, aus dem Porphyrgneis hervorgegangener Mylonit;
3 blaugraue, lettige Schmiere mit wallnußgroßen tektonischen Geröllen;
4 Quetschlinge eines lichten, stark kataklastischen Sericitquarzits;
5 Quetschlinge eines lichten, manchmal etwas bläulich geaderten, stark gepreßten Marmors (Typus: Kirchberger Jura);
6 ein fester und dichter grünlichgrauer Mylonit (ähnlich 2) vom Habitus eines Konglomerats, aus Porphyrgneis hervorgegangen.

Diese Schüblinge kennzeichnen im Verein mit einem prächtigen Gneismylonit im Hangenden eine tektonische Trennungsfläche, welche eine Glimmerschiefer-Gneismasse, die noch einen Quarzitlappen beim »Laschober« aufgesetzt erhält, vom Krystallinum des Königsberges abtrennt (siehe Profil I, Taf. II).

Auch in dem tiefeingeschnittenen Graben südlich vom Prost sind diese Lagerungsverhältnisse deutlich erschlossen.

Die von P. Richarz gegebene Auffassung,[1] daß diese Quarzitbänder normale Einlagerungen in der Glimmerschiefergruppe darstellen, ist durch nichts gerechtfertigt und widerstreitet der in beiden Schichtgruppen sehr auffällig verschiedenen Metamorphose aufs entschiedenste.

Ein ganz ähnlicher Deckenrest muß unter dem Tertiär des Kulmariegels vorhanden sein. Bei der Lokalität Gering (Kulmariegel N) ist eine sehr hübsche und recht charakteristische Porphyroidmasse ent-

[1] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 300.

wickelt, wie sie die Semmeringquarzitgruppe so oft beherbergt. Diese scheint nach Westen zu eine Fortsetzung zu finden. Südlich vom Hackelbauer liegt auf einem ebensolchen Porphyroid — nur in Verbindung mit normalem Quarzit — ein stark zersetztes biotitführendes Gestein, welches jedenfalls in die Hüllschiefergruppe hineingehört. Die Überlagerung ist hier auf zwei Wegen sehr gut erschlossen.

Ein ganz analoges Gestein, welches südlich von der Spitze des Kulmariegels knapp an der Straße aus dem Tertiär guckt, hat St. Richarz bereits früher beschrieben.[1]

Es ist demnach sehr wahrscheinlich, daß diese drei Ausbisse der Quarzitgruppe (Porphyroide) einen Schüsselbau andeuten, welcher in seiner Depression die Erhaltung eines Restes von Biotitglimmerschiefer, den wir einer höheren tektonischen Einheit zurechnen müssen, begünstigte.

Wie bereits in einer älteren Arbeit vorgreifend erwähnt wurde,[2] sind diese Deckenreste am besten der »Tachendecke« nördlich von Kirchberg am Wechsel an die Seite zu stellen.

Bereits an diesen beiden Deckenzeugen erkennt man deutlich den der Kernserie eigenen, sich mehrmals wiederholenden Muldenbau, der ein nordwest-südöstliches Streichen verrät.

Dieser Mulden- und Sattelbau setzt sich gegen SSW fort. Der tiefe Sattelaufbruch beim Spitzerriegel wird als eine Folgeerscheinung dieser Tektonik gedeutet.

Der im Kohlgraben südlich Aspang gelegene Bergbau (in den Karten als Talkschlemmerei bezeichnet) geht bekanntlich der merkwürdigen »Weißerde« nach, welche sich flötzartig in der Semmeringquarzitgruppe eingelagert vorfindet. Diese Quarzitgruppe bildet in der Grube eine von NNW nach SSE streichende Antiklinale, welche durch den querschlägigen Förderstollen erschlossen ist. Diese Aufwölbung ist augenscheinlich durch eine riegelförmige Aufragung des darunter liegenden Wechselgneises selbst bedingt, welchem die arg zerstörten Gesteine der Quarzitgruppe sehr flach aufliegen.

Von dieser Auflagerungsfläche sind bereits durch Richarz[3] Dolomitbrocken bekannt; was haben sie zu bedeuten?

Kleine Gesenke haben im Bergbau das Liegend der Weißerde einen aufgelösten weißlichen Sericitschiefer, durchteuft und sind, wie das geförderte Material verrät, in den Wechselgneis hineingeraten.

Von dieser Überschiebungsfläche stammen also ganz unzweifelhaft die Dolomitbrocken und sie sind gewissermaßen Vorposten des großen Dolomitkeils, welcher in der Tiefe des Sattels beim Spitzer in der Grub zum Vorschein kommt. Dieser Dolomit ist mesozoisch. Die Geringfügigkeit seiner Metamorphose fällt sofort auf. Eine schwarze, plattende Partie fällt hier in einem kleinen Steinbruch steil nach SW.

Die höher gelegenen Hänge des Sattels ringsum zeigen oder verraten Quarzitgruppe.

Wenn auch das Verflächen der umliegenden Gesteine ein recht wirres ist, so deutet doch das Gesamtbild auf ein Durchspießen des Dolomits durch den Quarzit oder allgemeiner auf einen Antiklinalaufbruch eines permisch mesozoischen Liegendschenkels, welcher die Kernserie unterfährt.

Die Gneis- und Glimmerschiefermassen am Spitzerriegel und südwestlich davon beim Aigner, müssen jedenfalls durch einen Luftsattel miteinander inVerbindung gebracht werden (siehe Profil I, Taf. III).

Und daß die Quarzite östlich von der sogenannten Talkschlemmerei unter die Glimmerschiefer der Kernserie tauchen, beweisen eben dort mehrere Sandgruben, welche den losen Quarzitgrus ausbeuten.

Derlei Antiklinalachsen sind vielleicht noch mehrere vorhanden; die tertiärbedeckte Region in Steiermark läßt jedoch diesbezüglich nur einen sehr beschränkten Einblick zu; zum Beispiel liegt es sehr nahe, zwischen den steil nach SW einfallenden bis saiger stehenden Sinnersdorferschichten im großen Eisenbahneinschnitt bei Tauchen und dem Auftauchen des krystallinen Untergrundes bei Spital einen ursächlichen Zusammenhang zu erblicken. Es würde sich demnach der Antiklinalbau des Grundgebirges gewissermaßen noch in den Sinnersdorferschichten abbilden.

Die im Osten von Friedberg den Wechselgneisen sich völlig anschließende Lagerungsart der Kernserie wird in den zusammenfassenden Schlußbetrachtungen noch eingehender zu würdigen sein.

---

[1] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 300.

[2] H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 12.

[3] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc., p. 330.

C. Das Känozoikum.

Das Känozoikum wird auf unserer Karte durch die Stufe von Sinnersdorf (K. Hoffmann's Sinnersdorfer Konglomerat),[1] die Stufe von Friedberg[2] und spärliche Ablagerungen der Quartärzeit vertreten.

I. Die Stufe von Sinnersdorf.

Unter dieser Bezeichnung fassen wir im Sinne Hoffmanns und Hilbers[3] gewisse jungtertiäre Randbildungen am Südost-, beziehungsweise Ostabfall des Wechselstockes und der »Buckligen Welt« gegen die pannonische Niederung zusammen, welche von vorwiegend schotterigem Charakter (Süßwasserabsätze) unmittelbar dem Grundgebirge aufruhen und vor der marinen Ingression zur Ablagerung gelangten.

Die geologischen Aufnahmen haben gezeigt, daß gerade in der Richtung der Bahnlinie von Süden her ein Lappen dieser Randbildungen abzweigt, um weit ins metamorphe Hinterland vorzudringen. Dieser Streifen, der im Großen Hartberg östlich Mönichkirchen die Wasserscheide übersetzt, steht durch Denudationsreste fast in unmittelbarem Zusammenhange mit den Schotter- und Lehmablagerungen des Kulma-Riegels östlich Aspang.

Vom Kulma aber führt uns die Verfolgung dieser Süßwasserabsätze in südöstlicher Richtung durch eine breite alte Talmulde über das »Weiße Kreuz« und Krumbach bis gegen Schönau, von wo aus eine zweite Flußpforte zum pannonischen Becken bestanden haben muß.

Diese Absätze kümmern sich nicht um den jugendlichen Lauf der Pitten, welche ersichtlich die alte Verbindung der Kulma-Schotter mit den Denudationsresten im Hutmannsgraben westlich Unter Aspang und nördlich der Paßkapelle durchschnitten hat.

Diese Zeugen vermitteln einen alten Zusammenhang mit der Beckenauskleidung von Kirchberg.

Ein Fluß also — von torrentoartiger Wildheit, wie vorgreifend bemerkt werden soll — scheint aus der Richtung von Kirchberg am Wechsel über den Rücken südlich von Feistritz kommend, seine Wasser- und Schuttmassen in zwei Armen, die sich um Aspang gabelten, in die pannonische Ebene hinausgewälzt zu haben.

Auf die merkwürdige Zusammensetzung und Natur dieser Schotter wird sich später mehrfach Gelegenheit bieten zurückzukommen. Hier sei nur einiges übersichtlich angeführt. Meist sind es Schotter von loserem Charakter. In der Tiefe scheint der Zusammenhalt ein besserer zu sein, so daß sie zum Beispiel im Großen Hartberg-Tunnel die Bezeichnung »Konglomerat« verdienten. Der Lappen der steirischen Hälfte ließ einen basalen Teil, der überwiegend aus kaum geschichteten groben Blockbildungen besteht, von den Hangendschichten unterscheiden, welche sich aus wohlgeschichteten Kiesbänken mit reichlichen Einschaltungen von Lettenbänken zusammensetzen.

Die Geröllkameradschaft ist ganz und gar heimisch und läßt sich aus nächster Nähe herleiten. Gerölle und Rollblöcke beider krystalliner Schieferserien spielen die Hauptrolle, daneben sind die Quarzite der Semmering-Quarzitgruppe relativ reichlich vertreten. Kalk- und Dolomitgerölle gibt es keine, obwohl der Aufbereitungszustand insbesondere des basalen Teiles ein ganz primitiver ist. Nur die widerstands-

---

[1] K. Hoffmann: Geolog. Aufnahmsbericht. Verh. Geolog. Reichsanst., 1877, p. 14 u. f.

[2] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1912, Bd. 62, Heft 4.

[3] V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1894, p. 389.

fähigeren Porphyrgneise haben sich etwas angereichert, daneben aber gibt es massenhaft die mürben Schiefer der Wechselserie und die Glimmerschiefer der Kernserie, häufig in schlecht gerundetem Zustande.

Auch die Sortierung in den im Großen Hartberg-Tunnel und längs der Südrampe erschlossenen Schichten war höchst mangelhaft: es lagen alle Korn-, beziehungsweise Geröll- und Blockgrößen nebeneinander. Das Bindemittel war sandig-lehmig. In den Hangendschichten war die Aufbereitung eine bedeutend bessere. Deren lettige Einschaltungen lieferten schlecht erhaltene Blattabdrücke. Auch verkohlte oder verkieselte Strünke fanden sich nicht gerade selten und schwache Kohlenschmitze wurden sowohl im Tunnel als auf offener Strecke wiederholt angefahren.

Diese Schichten von Sinnersdorf (nach dem Orte Sinnersdorf südöstlich von Friedberg) liegen in sehr wechselnden Höhen; bis zu 940 *m* (Mönichkirchen O) reichen sie hinauf, am Kulma Riegel sind es 811 *m*, während die jetzige Erosionsbasis um Aspang bei 500 *m* angelangt ist.

Dies charakterisiert so recht das hohe Alter dieser Ablagerungen.

Auch von ganz bedeutenden Störungen sind sie noch betroffen worden, wie bereits Hilber[1] berichtet. Die Beschreibung der Aufschlüsse längs der Trasse wird hierfür reiches Tatsachenmaterial beibringen.

Dem Alter nach werden diese Ablagerungen von Hoffmann[2] und Hilber[3] als untermiocän angesprochen. Dem möchte der Verfasser umsomehr beitreten, als er in dem Auftreten und der Bildungsart der kohleführenden Süßwasserablagerungen in der Umgebung von Weiz, welche ebenfalls für untermiocän erklärt werden[4], eine weitgehende Ähnlichkeit erblickt.

II. Die Stufe von Friedberg.[5]

Südlich von Friedberg findet man in den Ziegeleien am »Hochstraß« (Kote 601) Lehme erschlossen, welche mit sehr quarzreichen Schotterbänken wechsellagern.

Diese Schichtgruppe, welche gegen Osten zu von der Stufe von Sinnersdorf unterlagert wird, im Norden aber auf den krystallinen Untergrund übergreift, liegt völlig söhlig.

Zwischen den Stationen Pinggau und Friedberg wurden in diese gleichen Ablagerungen tief reichende Einschnitte hergestellt, so daß man die Art des Auftretens gut studieren konnte.

Es sind meist unreine glimmerig-sandige Lehme von lichter, gelblicher bis blaugrauer Färbung, welche die Neigung besitzen, zu lößähnlichen Steilhängen abzubrechen (Bahnhof Pinggau).

Die Schotter, welche sich in diesen Lehmen eingeschaltet finden, bestehen überwiegend aus derbem Quarz, daneben spielen noch die lichten Orthogneise des Haselgrabens und Semmeringquarzite eine Rolle.

Die Rundung der Komponenten ist meistens nicht hervorragend, auch ist deren Sortierung in der Regel keine solche, wie man sie bei Flußschottern, die einen weiteren Transport mitgemacht haben, anzutreffen gewohnt ist. So konnte man in den oben bezeichneten Einschnitten neben faustgroßen und kleineren Kieseln Quarzblöcke von $^1/_2$ *m* im Durchmesser beobachten.

Nähert man sich dem Nordrande dieser Ablagerungen, so sieht man, daß sich immer mehr Material des aufgearbeiteten krystallinen Untergrundes an deren Zusammensetzung beteiligt.

Gegen Westen ausgreifende Streifzüge haben es in der Tat sehr wahrscheinlich gemacht, daß dieses Sediment nicht fluviatiler Herkunft, sondern eine Strandbildung sei.[6] Bestimmend für diese Annahme war neben Art und Zusammensetzung dieser Ablagerung insbesondere auch deren isohyptischer Verlauf.

---

[1] V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn, Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1894, p. 393.

[2] l. c.

[3] l. c.

[4] V. Hilber: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf, Jahrb. Geolog. Reichsanst., 1893, p. 325, 326.

[5] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark?

[6] H. Mohr: l. c.

Fossilreste haben diese Schichten weder in der Umgebung von Friedberg noch weiter im Westen gegen Dechantskirchen zu geliefert. Der Verfasser macht hierfür weniger einen primären Mangel an zur Fossilifizierung geeigneten Schalentieren verantwortlich, als vielmehr die unglaubliche Kalkarmut des krystallinen Grundgebirges und des aus diesem hervorgegangenen jüngeren Sediments. Demzufolge wären allenfalls vorhandene Schalenreste der lösenden Tätigkeit der durchsitzenden Wässer zum Opfer gefallen.

Andererseits ist es noch unentscheidbar, ob sich eine Koinzidenz unserer Schichten mit den fossilführenden Ablagerungen von Rohrbach a. d. Lafnitz, welche sarmatischen Alters sind, ergibt.

Aus dieser Unsicherheit der Altersstellung heraus läßt sich die Wahl einer Interimsbezeichnung entschuldbar finden.

Der gänzliche Mangel von marinen Ablagerungen des zweiten Mediterran in den Breiten von Friedberg und Pinkafeld macht es sehr unwahrscheinlich, daß es sich um Strandbildungen eben dieses Meeres handelt. Demgemäß dürfte das Alter der Stufe von Friedberg zwischen sarmatisch und lakustrisch pontisch schwanken.

Ein noch geringeres Alter dieser Schotter und Lehme dünkt dem Verfasser nicht wahrscheinlich.

III. Das Quartär.

Dem Diluvium sind jedenfalls jene Flußschotter zuzurechnen, welche auf der Zunge des Gerichtsberges bis zu einer Höhe von 530 *m* angetroffen werden.

Es sind typische Geschiebe, die sich nur durch ihre Höhenlage von den jetzigen Bachschottern unterscheiden.

Vielleicht setzen sie sich in jener Stufe fort, auf welcher der westliche Teil des Marktes Ober-Aspang erbaut ist. Beobachtungen konnten diesbezüglich nicht angestellt werden.

Die Stufe reicht zungenförmig weit ins Pittental und verhindert eine geraume Strecke eine Vereinigung des Wassers der Großen Klause mit dem Pischingbach.

Das Schloß Aspang ist an ihrem Nordende erbaut.

Diese vom heutigen Hochwasserstand nicht mehr erreichbaren Schotter scheinen nach des Verfassers Meinung immerhin einer recht beträchtlichen Vereisung des Hochwechsels das Wort zu reden.

Bei der Station Tauchen baut sich von Westen her ein junger Schotterkegel, bereits diskordant aufruhend den stark gestörten Bänken der Sinnersdorfer Stufe, hinaus in den flachbodigen Wiesengrund zwischen dem Bahnhof und der Lokalität »Blasfranzl«.

Diese Schotteranhäufung wird ursächlich mit einem kleinen Seebecken in Zusammenhang gebracht, welches ehemals die obige Niederung erfüllte, durch das Rückwärtseinschneiden des ursprünglich ganz bescheidenen Tauchenbaches aber angezapft und zur Entleerung gebracht wurde.

Die übrigen Talalluvionen haben keinen Anlaß zu Neubeobachtungen geboten.

II. TEIL.

Die Bahnlinie und ihre Aufschlüsse.

A. Die Nordrampe.

In der Alluvialregion der Pitten: vom Bahnhof bei Unter Aspang — im Bereiche der Kernserie — ihren Ausgang nehmend, wendet sich die Trasse auf die Seite der Wechselgneise. Die Lagerung dieser Gesteine zeigt sich etwas verändert. In der Umgebung des Einganges in die Kleine Klause (Graben südlich Rocherl) konnte man die stark gequetschten und sericitisierten Phyllite (Knotung durch Albit oft ganz zurücktretend) sehr flach gelagert beobachten. (Die Schichtköpfe sind wahrscheinlich durch die nahe Kernserie abgebogen?)

Malachitische Anflüge auf den Schichtflächen waren im ersten Einschnitt (gerade westlich vom Markte Aspang) nicht selten. Sie leiten sich auf zersetzte Kupferkiese zurück, welche auch im nahen Gerichtsbergtunnel in einem Quarzgang angefahren wurden. Man beobachtet eine Grünschiefereinlagerung mit äußerst scharfer Abgrenzung gegen das Nebengestein.

Die Phyllite zeigen große Abwechslung in ihrer petrographischen Zusammensetzung, wie dies für sedimentäre Serien bezeichnend ist.

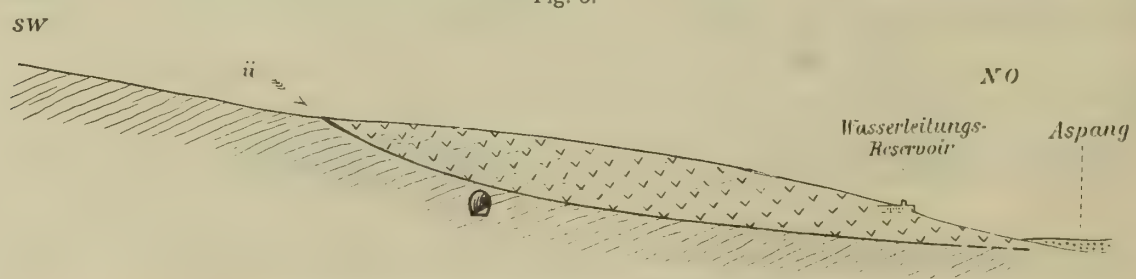
Die Bahn übersetzt das Tal der Großen Klause und tritt in den

Gerichtsberg-Tunnel

(lang 205 *m*)

ein. Der Kogl (Kote 1286 nordwestlich Mönichkirchen) sendet eine sanft geböschte Rippe bis vor den Markt Aspang. Fast seiner ganzen Erstreckung nach erweist sich dieser Rücken aus den verschiedenen Sedimentgneisen und -schiefern der Wechselserie aufgebaut, nur sein nordöstlichstes Ende bildet hierin eine Ausnahme. Der Hohlweg, welcher von Aspang aus immer den Kamm dieses Rückens verfolgt, erschließt ganz zu unterst eine Partie porphyrisch ausgebildeten Granitgneises. Eine Schieferung in diesem

Fig. 3.



Längsschnitt durch den Gerichtsberg südwestlich Aspang.

Man sieht die recht flach aufruhende Überschiebungsmasse des Granitgneises, welche durch lystrische Schieferungsflächen ein mit den Wechselgneisen gleichsinniges Einfallen vortäuscht.

Bei *ü* sind lettige Reibungsprodukte aufgeschlossen.

arg zertrümmerten und im hohen Grade zersetzten Gestein scheint auf ein bergwärts gerichtetes Einfallen hinzuweisen.

Dies ist aber nur scheinbar der Fall, denn der in südöstlicher Richtung durch den Berg getriebene Tunnel hat fast ausschließlich Gesteine der Wechselserie gefördert. Nur in den Ringen 22, 23 und 24 (184 bis 194 *m*) wurde noch etwas Porphyrgneis angeschnitten.[1]

Eine genauere Begehung des Zungenrandes ergibt, daß im Pischingbach, nördlich des Eisenbahnviaduktes — das heißt knapp östlich der durchörterten Bergzunge — auf recht beträchtliche Erstreckung Wechselgneis ansteht. Auch östlich vom Nordportal des Gerichtsberg-Tunnels konnten noch Schiefer der Wechselserie im Sockel der Bergzunge beobachtet werden, so daß sich ein recht flaches Einfallen der Porphyrgneismasse nach NO ergibt.

Im Tunnel: Das überwiegende Gestein des Gerichtsberg-Tunnels war ein eisengrauer mittelknotiger Albitgneis, dem auf diaphthoritischem Wege ein mehr phyllitischer Habitus häufig aufgeprägt war. Insbesondere beim Nordportal waren diese Schiefer stark graphitisch, welche akzessorische Eigenschaft im Zusammenhange mit den Sericitbestegen der Schieferungsflächen eine große Beweglichkeit des Gesteins ermöglichte.

Auch basische (grünschieferartige) Einlagerungen fehlten nicht (zum Beispiel unmittelbar beim Nordportal, dann bei Meter 136, 168, 184).

Bei Stollenmeter 25 wurde am linken Ulm ein etwa 40 *cm* (max.) mächtiger Quarzlagergang entblößt; das Nebengestein war ein stark graphischer Schiefer. Nahe dem liegenden Salband war Kupferkies fein verteilt.

Fig. 4.

Ansicht des Kupferkies führenden Quarzlagerganges am linken Ulm des Gerichtsbergtunnels bei Stollenmeter 25.

Maximale wahre Mächtigkeit 40 *cm*. Nebengestein ein stark graphitischer Schiefer.

Zwischen Ring 22 und 24 (Meter 184 und 194), also nahe dem Ostportal des Tunnels, kam aus der Firste langsam der Gneisgranit herab. Er war gänzlich in eine endogene Breccie aufgelöst (Granitmylonit) und zeigte keinerlei Zusammenhalt. Die braun verwitterte Masse senkte sich bis unter die Tunnelsohle, um dann wieder anzusteigen. Schwarzer, zerdrückter Schiefer oder eine etwa drei Finger starke Lettenschmiere fanden sich an der Überschiebungsfläche.

Die Unterlage bildete ein stark zersetzter und sericitisierter Albitphyllit.

Die Nähe der Porphyrgneisauflagerung erzeugte am Tunnelausgang (Ostseite) einen kleinen Schutthang von Granitgrus mit größeren Brocken, welcher sich aber deutlich horizontal geschichtet erwies. Etwa 4 *m* darunter an der Straße, welche dem Pischingbach entlang verläuft, ging er in polygene, rein fluviatile Schotter über, welche einer Hoch (?) terrasse angehören, die man auf der Nordseite des Gerichtsberges bis zu 530 *m* Höhe beobachten kann.

Die Lagerungsverhältnisse zeigen sich wenig irritiert durch die Nähe der mächtigen Gneisüberschiebung. Das Verflächen hält sich zwischen rein S und W 38° S, meist näher an SSW; der Fallwinkel um 30 bis 40°.

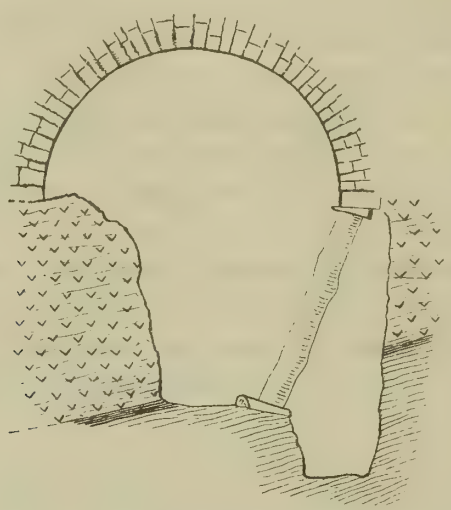
---

[1] Siehe H. Mohr: I. Bericht über die Verfolgung. etc., p. 2.

Es ist sicher, daß die flache Gneisüberschiebung, welcher eine — von der reinen Schwerkraft diktierte — Bewegungstendenz nach NO bis O innewohnt, neben der stark streichenden Lage des Tunnels und dem sehr ungünstigen Gestein für die besondere Druckhaftigkeit dieses Tunnels verantwortlich gemacht werden muß.

Im Gefolge dieser Überschiebungsfläche traten in ihrem Liegenden Klüfte auf, welche bei Meter 80 (immer vom Nordportal) unter 35° bis 40° nach O 15° N, bei Meter 130 unter nur 6° nach NO und bei Meter 150 wieder mittelsteil nach O 8° N einfielen.

Fig. 5.



Tektonische Überlagerung von Wechselschiefern durch den mylonitisierten Granitgneis im Ring 23 (Meter 190).

Die Unterlage bildet ein grauer, der tektonischen Trennungsfläche parallel verschieferter Albitphyllit.
An der Überschiebungsfläche findet sich schwarzer, zerdrückter Schiefer oder ein bis zu drei Finger starker Lettenbesteg.
Dem darüber liegenden Gneis fehlt jeglicher Zusammenhalt.
NO ist rechts im Bilde. (Die Überschiebung strebt hier ausnahmsweise neuerdings nach aufwärts.)

Bei Meter 80 waren es typische Lettenklüfte mit fingerstarken Lettenbestegen, welche von einem zweiten Kluftsystem, das unter 60 bis 70° nach WSW geneigt war, gegittert wurde. Die Reibung auf diesen Rutschflächen war ganz außerordentlich herabgesetzt, wozu der reichliche Graphit- und Sericitgehalt und drittens die Feuchtigkeit beitrugen.

Diese Bewegungstendenz konnte durch den Vollausbruch der Tunnelröhre teilweise zur Auslösung gebracht werden und machte sich besonders an der Westseite des Tunnels um Meter 80 fühlbar. (Hereinschub des westlichen Kalottenfußes auf eine Längenerstreckung von etwa 20 *m*).

Die Trasse überquert nun in einem langen Viadukt, dessen westliche Pfeiler bezeichnender Weise noch auf Wechselgneisen fundiert sind, den Talboden des Murgrabens (Tal des Unteren Pischingbaches) und tritt auf dessen Ostseite an den Porphyrgneis des Samberges heran.

Der Samberg-Tunnel

(lang 349 *m*)

hat weder in petrographischer noch in tektonischer Hinsicht irgendwie Auffälliges ergeben.

Dies eine wäre vielleicht zu bemerken, daß die starke Zertrümmerung des Gesteins noch anhielt, entsprechend der Nähe der Überschiebung. Doch ging der Gneis, dessen Biotitgehalt in der Regel nur mehr durch die Chloritreste nachgewiesen werden kann, stellenweise (um Meter 100 zum Beispiel) in schönen festen Biotitgneis über. Am Westportal konnte eine deutliche Schieferung, welche unter 15 bis 20° nach N 23° O einfiel, beobachtet werden.

Nach der Überquerung des Ungerbaches folgen die Schienen einem östlichen Seitengraben, um rasch im

Windhof-Kehrtunnel

(lang 559 *m*)

zu verschwinden. Dieser Tunnel läßt so recht erkennen, wie schwebend der zerlappte Granitgneis, wie es die Karte zeigt, den Hüllschiefern seines Liegend auflagert. Während obertags bis unmittelbar vor dem Südportal nur Gneis getroffen wird, verläuft die Tunnelröhre fast zur Hälfte in sicherem, quarzreichem Glimmerschiefer.

In Übereinstimmung mit der größeren Entfernung von der Überschiebung (siehe die Karte) zeigen sich sowohl die Kataklaserscheinungen als die in deren Gefolgschaft auftretende Zersetzung in starkem Rückgange. (Mangel der rostigen Verfärbung; die Gesteine haben ein frischeres Aussehen und zeigen erhebliche Festigkeit und Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit.)

Gleich beim Tunnelportal der Nordseite konnte man linker Hand einen Aplitlagergang im stark zersetzten Gneis beobachten. Das gleiche faule Gestein von grob porphyrischem Charakter hielt über die ersten Meter (etwa 10 *m*) an; dann aber besserte sich der Erhaltungszustand und der Gneis nahm eine graue Färbung an. Im weiteren Verlaufe traten die porphyrischen Einsprenglinge von Kalifeldspat immer mehr zurück, so daß sich aus dem Porphyrgneis ein sehr dicht aussehender grauer Gneis entwickelte, der eine große Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit merken ließ. Im geschieferten Zustande ist dieses Gestein von einem Glimmerschiefer schwer zu unterscheiden.

Um Meter 100 waren Kalifeldspateinsprenglinge kaum noch zu entdecken.

Bis Stollenmeter 300 konnte nun dieser graue feinkörnige Gneis sicher verfolgt werden. Da von Meter 340 an echter, sehr quarzreicher Glimmerschiefer konstatiert wurde, so muß zwischen obigen Punkten die Scheide zwischen beiden Gesteinsarten verlaufen, welche aber im Tunnel gerade wegen der intensiven Verschieferung der Kontaktregion nicht beobachtet werden konnte.[1]

Das Einfallen des Gneises und des Glimmerschiefers war im allgemeinen gegen Nordnordost gerichtet, jedoch mit beträchtlichen Schwankungen (von N 8° W bis rein O). Der Fallwinkel schwankte zwischen 45 und etwa 12°; gegen den südlichen Tunnelausgang war ein allmählicher Übergang zur söhligen Lagerung des Glimmerschiefers zu beobachten.

Quetschungen im Gneis (Richarz' Schiefereinlagerungen) machten sich durch gesteigerten Wasserzufluß bemerkbar (Meter 172). Auch die vermutete Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer war erheblich naß und zeitigte im Verein mit der weitgehenden Sericitisierung (das Gestein war teilweise in eine sericitische Schmiere aufgelöst) unangenehme Druckerscheinungen (Meter 330 bis 340; doppelter Einbau).

Der Glimmerschiefer selbst war sehr trocken.

In rückläufiger Richtung neuerdings der großen Überschiebung zustrebend, übersetzt die Bahn ein zweitesmal den Ungerbach und begibt sich wiederum auf Gneisterrain.

Der kleine Hartberg-Tunnel

(lang 273 *m*).

Die hochgradigen Zerrüttungserscheinungen, welche sich weitab von der tektonischen Leitlinie noch im Nebengestein bemerkbar machen, versetzen die Gesteine des durchtunnelten Rückens in einen mehr oder weniger »faulen« Zustand.

---

[1] Aus dieser Beschreibung ergeben sich scheinbare Widersprüche mit den von St. Richarz (Die Umgebung von Aspang am Wechsel, J. G. R. 1911, p. 304) mitgeteilten Beobachtungen. Dieser Autor spricht von deutlichen Schieferlagen, welche dem Granit des Windhof-Kehrtunnels eingelagert sind. Vom Verfasser werden in diesen schiefrigen Zwischenschaltungen keine Bestandteile der Schieferhülle des Gneisgranits erkannt, welche — wie Richarz angibt — Granitmaterial (Kalifeldspat und Albit) injiziert enthalten, sondern stark verschieferte Pressungs- und Bewegungszonen im Gneis, dessen Muskovitgehalt auf Kosten des teilweise zerstörten Kalifeldspates angereichert wurde.

Der Vortrieb hat von Ost nach West zuerst etwa 60 *m* porphyrischen Gneis ergeben, von der Beschaffenheit wie er im Samberg-Tunnel anstand. Darunter kam Glimmerschiefer. Die Kontaktzone mit dem vollständig zersetzten und zermürbten Gneis erwies sich wieder als wasserreich und druckhaft. (Die stark sericitisierten und teilweise auch tonig zersetzten Hüllschiefer wirkten abdichtend auf den von Wasser durchzogenen, zerklüfteten Gneis.)

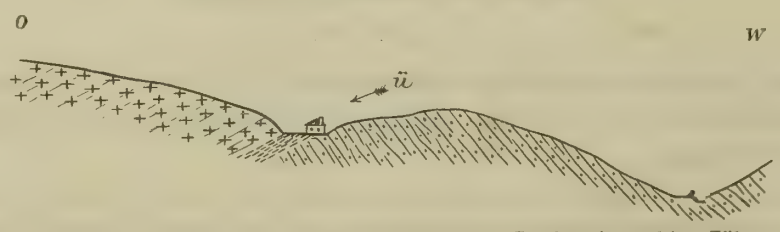
Bei Meter 96 erwies sich der Glimmerschiefer prächtig aplitisch durchadert. Von Meter 108 bis 120 konnte ein massiges Aplitlager, dem Glimmerschiefer konkordant eingeschaltet, beobachtet werden. Zwischen Meter 120 und 170 befand sich das Gestein in einem derart verschieferten oder zermalmten und zersetzten Zustande, daß eine reinliche Scheidung zwischen Glimmerschiefer und — möglicherweise — eingeschaltetem Gneismaterial nicht möglich war. Von Meter 170 an bis zum Westportal des Tunnels war das Gestein als echter Glimmerschiefer erkennbar. Entsprechend der tiefreichenden Zersetzung waren alle Gesteine rostig verfärbt. Die Glimmerschiefer erwiesen sich sehr quarzreich und von Quarzadern und -schwielen durchzogen.

Das Einfallen der Gesteine war in der Regel unter 15 bis 32° nach NO gerichtet.

Am Westausgange des Kleinen Hartberg-Tunnels befindet sich die Trasse bereits in allernächster Nähe der großen Überschiebung, welche die Kernserie von der unter ihr heraustauchenden Wechselserie scheidet (siehe die Karte). Die Glimmerschiefer, welche die Fundamente für den Habischleitenviadukt aufnahmen, zeigten sich hochgradig sericitisch verschiefert und überaus mürbe. Eine beträchtliche Wasserführung folgt zudem der verschieferten und mylonitisierten Überschiebungszone. Diese Wasserdurchtränkung setzte den Böschungswinkel der Gesteine weit unter das Normale herab.

Am empfindlichsten hat sich diese Auflösung jeglichen Gesteinsverbandes in dem nun folgenden Einschnitt (westlich Kote 626) fühlbar gemacht, welcher noch nach Eröffnung der Bahn zu wiederholten Abgrabungen (Ermäßigung des Böschungswinkels) und umfangreichen Sicherungsarbeiten nötigte. Zudem bewegt sich hier die Bahnlinie im Streichen der Hüllschiefer, welche, wie das tektonische »Relief« zeigt, den Wechselgneisen der Kote 626 recht flach aufliegen müssen. Diese flache, gegen Ost gekehrte Abdachung der Überschiebungsfläche erhellt nicht nur aus den im Einschnitte beobachteten Lagerungsverhältnissen, sondern insbesondere aus dem auffälligen Zurückspringen der Linie des Ausstreichens, wenn sich vom Tale des Kleinen Pischingbaches ostwärts ein kleiner Graben in das Gehänge, das zur Trasse hinansteigt, einnagt. In und an der Dislokationslinie, welche, wie die Karte zeigt, zu mehreren Punkten überquert wurde, spielen weiße, graue oder schwärzlichgrüne lettige Massen eine große Rolle, welche sich zum Teil bereits zwischen die Schieferungsflächen des hangenden Glimmerschiefers einschalten, in ihrer Hauptmasse jedoch, stellenweise mehrere Meter mächtig, die tektonische Kluft begleiten. Einen Querschnitt durch diese Zone zeigt die nachfolgende Fig. 6.

Fig. 6.



Ost-Westschnitt durch das Bahngelände bei der Station Ausschlag-Zöbern.

Rechts das Tal des Pischingbaches. Am Gehänge gegen die Bahn zu haben mehrere Steinbrüche den oft recht grobknotigen Wechselgneis prächtig erschlossen. Im Bahnhofeinschnitt selbst verflächt er mittelsteil nach NNW. Graue und weiße, ganz zerweichte wassergesättigte, lettige Massen liegen seinen Schichtköpfen auf.

Höher liegt eine Schuppe stark kataklastischen Porphyrgneises, ganz ähnlich der Überschiebungsscholle des Gerichtsberges.

Eine Reihe von Quellen, nasse Wiesen und saures Gras haben das Ausbeißen dieser Kluft kenntlich gemacht.

Bei der sogenannten »Talkschlämmerei« taucht Semmeringquarzitgruppe unter den Glimmerschiefern heraus, das heißt es beginnt sich ein mesozoischer Liegendschenkel der Kernserie zu entwickeln; dieser wird jedoch von der Bahn nicht mehr berührt, welche — nunmehr fortwährend in günstigeren Wechselgneisen verlaufend — dem Nordportal des Großen Hartberg-Tunnels zustrebt.

B. Der Große Hartberg-Tunnel

(lang 2477 *m*).

Im obersten Kleinen Pischingbachtal — in einer Seehöhe von 665 *m* — ist sein Nordportal angeschlagen. Seine Achse verläuft fast rein N—S mit einer kleinen Abweichung nach SSO. Mit einer kurzen Kurve mündet er im obersten Teile eines linken Seitentales des Tauchenbaches in Steiermark (Seehöhe 668·83 *m*). Ungefähr in der Mitte des Tunnels liegt dessen Scheitel und auch der Kulminationspunkt der Bahn (674·40 *m*). Der Scheitel der Wasserscheide zeigt im Tunnelprofil eine Seehöhe von 880 *m*.

Dieser Tunnel hatte insbesondere in seiner Nordhälfte mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen.

In der Umgebung des Nordportales zeigen sich reichliche Entblößungen eines stark sericitisierten Albitgneises; große Gneisblöcke mit guter Rundung von der Beschaffenheit jenes typischen Kirchberger Porphyrgneises, der auch östlich von Aspang auftritt, scheint man auf der Höhe der Wasserscheide zwischen Kote 861 und 885 ursprünglich für nahe anstehend gehalten zu haben, denn ein ähnlicher Gneis wurde im Kern der Wasserscheide erwartet. Die Geröll- und Blockmassen, welche das Gräbensystem des Südportales nach abwärts schafft, hielt man für jugendliche Sedimente (quartär) und bezüglich ihrer Mächtigkeit glaubte man nur an eine bescheidene Ausdehnung.

Die vom Verfasser erst während der Bauarbeiten aufgenommene Oberflächenbegehung stellte zuerst eine ganz bedeutende Verbreitung jener Riesenkonglomerate und Schottermassen längs der ganzen Wasserscheide zwischen Mönichkirchen und dem Spitzer Rgl. (Kote 810) fest. Ferner wurde die Übereinstimmung dieser Bildungen mit den hochgelegenen Schottern des Kulma Riegl östlich Aspang erkannt, welche fluviatile Bildung wieder mit der Beckenauskleidung von Kirchberg am Wechsel[1] in syngenetischen Zusammenhang zu bringen ist.

Die Schotter- und Blockanhäufungen des Großen Hartberges sind demnach miocän.[2]

Dieser junge Lappen liegt nun, wie die Karte zeigt, sowohl auf den kristallinen Schiefern der Kernserie (Spitzer Rgl.) als auf solchen der Wechselserie (Mönichkirchen) und die Geröllkameradschaft zeigt sich damit harmonisch im Einklang.

Albitgneisen und -schiefern mußte also im Verein mit den »Sinnersdorfer« Schichten der Hauptanteil im Tunnelprofil zukommen. Die Gesteine der Kernserie liegen sehr tief, wie dies auch die kleine Grundgebirgsentblößung bei Spital erkennen läßt.

Hingegen war es sehr zweifelhaft, ob nicht die Semmeringquarzitgruppe, welche in großer Ausdehnung knapp östlich vom Nordportal ansteht, in das Tunnelprofil eintreten würde, zumal die tektonische Kluft vom sogenannten »Weißerdewerk« weg eine südöstliche Richtung einschlägt und die Tunnelachse zu verqueren drohte.

Der tektonischen Konfiguration nach ist nun in der Tat diese Kluft verquert worden, ohne aber Gesteine der Semmeringquarzitgruppe, noch solche der Kernserie zu durchörtern.

---

[1] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 204 bis 208.

[2] Erst die spätere Verfolgungsarbeit nach Süden zu ergab die Koincidenz dieser Bildungen mit Hoffmanns Sinnersdorfer Konglomerat (Verh. Geolog. Reichsanst., 1877, p. 14).

Der Verlauf war folgender.

Der beim Nordportal allenthalben entblößte Albitgneis ist von ziemlich fester Natur, wenn er auch die für die Nähe der Überschiebungsfläche charakteristische reichliche Sericitisierung auf den Schichtflächen deutlich erkennen läßt. Seine Lagerungsverhältnisse sind normale (unter 25 bis 33° nach W 8° bis 15° S).

Im Tunnelanfang haben diese Verhältnisse keinerlei Änderung erfahren. Bei Meter 100 wird W 30 S gemessen. Schon im Ring 33 (um Meter 200) konnte man zahllose Rutschklüfte beobachten, welche unter steileren Winkeln als die Schieferung nach W 7° S einfielen, das heißt der Tunnelachse ziemlich parallelliefen; diese Kluftregion machte sich durch erhöhten Druck empfindlich bemerkbar.

Der um Meter 300 beobachtete Albitgneis ist von mehr grobknotiger Beschaffenheit; seine Festigkeit erweist sich fast noch intakt. Doch hat sich in seiner durch den beigemengten Chlorit bedingten graugrünen Färbung ein charakteristischer Wandel vollzogen: der färbende Gemengteil ist ausgebleicht und das Gestein zeigt sich weißlich. (Der gleiche Gneis fällt bei Meter 336 unter 30° nach W 15° S, bei Meter 360 unter 40° nach W 23 S, bei Meter 440 unter mehr als 45° nach W 40 S.

Ganz allmählich beobachtet man mit zunehmender Makroklase des Gneises eine bedeutende Herabsetzung seiner Standfestigkeit und heftige Druckerscheinungen.

Um Meter 490 bis 500 fanden sich hie und da deutlich abgegrenzte Grünschiefereinlagerungen, welche zum Teil auch gangartig die Schieferung des Albitgneises durchschnitten. Ihre Mächtigkeit betrug nur wenige Finger.

Zwischen Meter 400 und 500 zeigen sich wiederholt Lettenklüfte, in der Regel von sehr geringer Mächtigkeit, welche N—S streichen und steil nach Westen einfallen. Die Klüfte sind mit einem stark sericitischen, trockenen Gangletten ausgefüllt, welcher oft in den Grünschiefereinlagerungen und in deren Nähe eine rotbraune Färbung zeigt (vom Titaneisengehalt der Grünschiefer herrührend). Zum Teil führen die mächtigeren Klüfte in der Gangmasse prächtig ausgebildete Ganggerölle.

Die Gerölle, meist unterfaustgroß, lassen eine geharnischte Oberfläche und häufig gewundene Striemen erkennen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, seltener aus Quarz mit etwas Albit. Plattgedrückte Formen und biconvexe Querschnitte lassen abgerundete Quarzschwielen und -linsen recht deutlich erkennen, welche das Ausgangsmaterial dargestellt haben müssen. Das lettenartige Füllsel besteht zum größten Teil aus Gneispulver, der Tongehalt tritt jedenfalls sehr in den Hintergrund.

Auf den von etwas weniger zerdrückten Grünschiefern durchzogenen zermalmten Albitgneis um Meter 480 bis 490 folgte eine graue, tegelähnliche Masse um Meter 500, welche zahlreiche tektonische Gerölle lieferte.

Von etwa Meter 500 ab (bis 665) nimmt nun die mechanische Zerstörung des Gneises derart überhand, daß gewissermaßen die Lettenzonen langsam den festen Gneis aufzehren. Gesunde Gesteinspartien vermissen wir nun vollständig. Die Tunnelröhre kam hier in eine überraschend mächtige Zone mechanischer Zerstörung des Nebengesteins zu liegen. Der Albitgneis war ganz und gar zerdrückt, Quarz und Feldspat in ein weißes Pulver verwandelt. An der freien Luft zerfiel das Gestein rasch und nur im Tunnel bewies es unter dem Überlastungsdruck einigen Zusammenhalt. An manchen Partien war gleichwohl die ursprüngliche Textur noch recht gut zu erkennen, indem sich die alte Schieferung, besonders ausgeprägt durch die Quarzbänder, erhalten hatte. Weitaus öfter aber beobachtete man die Quarzschwielen- und bänder bereits zerbrochen und verschoben und der tektonischen Geröllform zustrebend.

Solche Gerölle traten nun massenhaft auf; so zahlreich, daß es lange fraglich war, ob sie nicht echte Gerölle darstellten, die auf tektonischem Wege aus dem hangenden Tertiär in den verruschelten Gneis hineingelangt waren. Ihr konstant bleibendes Ursprungsmaterial sowie die Beobachtung der Anfangsstadien haben aber eine eindeutige Entscheidung ermöglicht.

(Schon während des Sohlstollenvortriebes ließ diese Zone eine heftige Neigung zum Blähen erkennen, so daß die Sohle wiederholt nachgenommen werden mußte; es trat stark erhöhter Druck auf, dem beim Vollausbruch durch verstärkten Einbau begegnet werden mußte.)

Bei Meter 580 wurde eine gänzlich zerdrückte grünschieferähnliche Masse beobachtet, deren Verschieferung nach O 38° S (!) verlief.

Bei Meter 584 stieg aus der Sohle des 84. Ringes eine ganz zerdrückte, lettige Bank (von auffällig schwarzer Farbe), etwa 1 *m* mächtig auf, welche noch in der Firste des 81. Ringes — etwas schwächer —beobachtet werden konnte, also recht flach (nach S 15° O) einfiel Die Bank selbst, sowie ihr Liegendes und Hangendes enthielt zahllose unterfaustgroße tektonische Gerölle. Im Raume zwischen Meter 620 und 640 war, wiewohl die trockene Zermalmung des Gneises sich gleichblieb, dennoch dessen Einfallen (unter 60° nach W 22° S) als ganz normal zu erkennen.

Plötzlich bei Meter 665 stieß längs einer Kluft, welche in nordöstlicher Richtung die Tunnelachse verquerte, sandiges Blocktertiär von typischem Sinnersdorfer Habitus an den verruschelten Gneis. Die Trennungsfuge, welche deutliche Anzeichen von Bewegung erkennen ließ, fiel unter 56° nach S 27° O.

Aus diesen Beobachtungen erhellt, daß die einem zerstörten Grünschieferlager ähnliche Bank bei Meter 580 wie die schwarze Lettenbank bei Meter 584 stark verruschelte Bewegungszonen im normal liegenden Wechselgneis darstellten, welche als Vorläufer die abgesunkene Tertiärscholle ankündigten.

Das nun folgende Blocktertiär gab keine Anhaltspunkte zur Bestimmung seiner Lagerungsverhältnisse.

Bei Meter 740 wurde der zweite Gesteinswechsel beobachtet. Eine deutliche Verknetungszone strich annähernd NNW bis SSO und fiel im Ganzen 70 bis 75° nach WSW, schnitt also spitzwinkelig die Tunnelachse (vgl. die Schieferungsflächen des Gneises).[1]

Der angefahrene Gneiskeil — er fand rasch wieder sein Ende — bestand überwiegend aus zermalmtem Grünschiefer. Die Verschieferungsflächen wiesen Anlehnung an seine tektonischen Begrenzungsflächen auf. Nur etwa 46 *m* stand er in der Tunnelaxe. Bei Meter 770 wurden neuerdings reichliche tektonische Gerölle gesammelt. Sie lagen in gänzlich zerdrücktem Albitchloritepidotschiefer.

Die bei Meter 786 folgende Gesteinsgrenze schnitt sich äußerst spitzwinkelig mit der Tunnelachse. So konnte sie bereits anfangs Ring 106 (Meter 760) am rechten Stoß beobachtet werden, von wo sie sich sehr langsam auf den linken hinüberzog.

Der Liegendgneis schien sehr flach zu liegen, seine Schieferung fiel nach S 18° W.

Diese Gesteinsgrenze schnitt fast vertikal (80 bis 90°) den Gneis ab, wobei sich aber, wegen der Innigkeit der Verknetung, die Scheide nur mit großer Mühe erkennen ließ. Das Entscheidende waren spärliche Kohlenreste, welche das Tertiär sicher stellten. In ihrem Verlauf war sie sicher annähernd parallel mit der zweiten Gesteinsscheide (Streichen NNW bis SSO, Fallen nach WSW). Die Gesteinsbewegung längs dieser Grenze mußte von äußerster Heftigkeit gewesen sein, dem Eindrucke nach heftiger als jene an den beiden vorangegangenen Klüften.

Von Meter 786 bis zum Südportal traf der Tunnel ausschließlich sandig-lehmiges Blocktertiär der Stufe von Sinnersdorf.

Die Gleichförmigkeit der Entwicklung erfuhr im allgemeinen keine Störung.

Nur etwa von Meter 1390 (der Südseite) an trat auf 200 *m* gegen Süden die lehmige Beschaffenheit des Bindemittels mehr in den Vorder-, Gerölle und Rollblöcke aber auffällig in den Hintergrund. Zugleich machte sich eine kleine Änderung der Färbung bemerkar, welche sich — augenscheinlich im Zusammenhang mit der reichlichen Chloritaufnahme des Bindemittels — um ein beträchtliches dunkler (dunkelgraugrün) zeigte. Der Übergang gegen die hangenderen Schichten des Südportales war ein allmählicher. Die dunklere Einschaltung scheint sich demnach auf Detritus der Wechselserie zurückzuführen.

---

[1] Die in den Sitzungsberichten niedergelegten Beobachtungen geben die Daten, welche beim Vortrieb des Sohlstollens gesammelt wurden. Der Vollausbruch hat manche von diesen modifiziert, so daß sich hier Widersprüche mit früheren Angaben ergeben.

Das Blocktertiär wurde seiner ganzen Erstreckung nach übereinstimmend mit jenen Bildungen erkannt, welche nach dem Vorkommen bei Sinnersdorf zuerst mit diesem Namen bezeichnet wurden und übereinstimmend auch mit jenen Beschreibungen, welche Hoffmann[1] und Hilber[2] von diesem sehr auffälligen Sediment übermitteln.

Oft beobachtet wurde und von großer Wichtigkeit ist die Beteiligung beider krystalliner Schieferserien an der Zusammensetzung des Blocktertiär. Wohl konnte man in der Hauptsache ein Überwiegen der Kernserie erkennen. Doch scheint sich dies entsprechend der weitaus leichteren Zerstörbarkeit der Wechselgneise mehr auf die groben Bestandmassen als auf die sandig-lehmige Grundmasse zu beziehen. Die widerstandsfähigeren Gneisgranite bildeten weitaus am öftesten (aber auch Amphibolite und zähere Grünschiefer der Wechselserie)[3] das Ausgangsprodukt der riesigen Rollblöcke, welche schon den älteren Autoren auffielen. Auch im Tunnel standen zu wiederholten Malen Blöcke an, welche die Größenangaben Hoffmann's erreichten (zum Beispiel bei Meter 1163 der Südseite ein Albitgneisblock mit 3 *m* in der Tunnelachse).

Sehr charakteristisch für die Natur dieses entschieden fluviatilen Sediments waren spärliche Kohlenfunde, aber nicht in Flötzform, sondern in der Gestalt von verkohlten Baumstrünken, welche augenscheinlich eingeschwemmt worden waren. Spärliche Reste im westlichen Stoß der Nordseite ermöglichten bei Meter 786 die Erkennung des Gesteinswechsels. Auf der Südseite fanden sich einzelne Strünke mit deutlich erhaltenen Jahresringen zwischen Meter 944 und 955, sie waren in eine schwarze, teilweise pechglänzende Braunkohle verwandelt. Für die Genesis dieses Sediments ist auch die Entdeckung fluviatiler Diagonalschichtung, wie sie Ring 83 (der Südseite, Meter 600) in etwas lehmigem Sand deutlich beobachten ließ, sehr wertvoll.

(Ein Bild von der Art des Vorkommens des Sinnersdorfer Konglomerates im Tunnel gibt Fig. 7).

Fig. 7.

Firstenbild der südlichen Brust des Ringes 90 (Meter 650) der Südseite.

Man sieht, wie die lockeren Schotter stellenweise durch Sandbänke unterbrochen werden, auch ab und zu in solche übergehen. Die großen Gerölle sind überwiegend Porphyrgneise, das Bindemittel hier nicht lehmig-, sondern trocken-sandig.

Lagerungsverhältnisse: Eine sehr merkwürdige Tatsache bildet die dem Gneis sich anpassende Lagerungsart des Blocktertiär. Das Fallen und Streichen hielt sich sehr konstant. Meist wurde in der Richtung W 30° S ein Fallwinkel von 40 bis 50° abgelesen, woraus sich ergibt, daß der Vortrieb des

---

[1] K. Hoffmann: V. G. R. 1877, p. 19.

[2] V. Hilber: J. G. R. 1894, p. 391 bis 393.

[3] Zum Beispiel bei Meter 940 der Nordseite 60 bis 80 *cm* große Blöcke von Albitchloritepidotfels, größere bis zu 1 *m* aus Porphyrgneis, kleinere aus Glimmerschiefer und Albitgneis bestehend.

Tunnels die Schichten sehr spitzwinkelig überschnitt, von Süden aus ins Liegende des Sinnersdorfer Konglomerates vordringend. Schwankungen der Fallrichtung zwischen W 42° S und W 18° N schufen die Möglichkeit, daß der Tunnel hie und da ganz sanft gesattelte Antiklinen überschnitt und auf kurze Strecken im reinen Streichen verlief (um Meter 600 der Südseite zum Beispiel).

Die Lagerungsverhältnisse waren bei der in der Regel ungeschichteten Natur der Blockanhäufungen sehr schwer zu beurteilen. Nur wenn sich plötzlich feineres Sediment — lehmige Sandbänke, seltener Kiesbänke — einschaltete, war es möglich, die Fallrichtung zu bestimmen.

Klüften kam in dieser durch Sinnersdorfer Schichten verlaufenden Strecke des Tunnels nur eine unbedeutende Rolle zu, weniger was ihre Häufigkeit als ihre Gefahr für den Vortrieb anbetrifft. Eine vom Verfasser beobachtete Kluft (Streichen N bis S, Fallen 45° O 8° S) bei Meter 560 der Südseite machte sich durch Druck etwas unangenehm bemerkbar. Auch die um Meter 860 (der Südseite) beobachteten Klüfte ließen das gleiche Streichen erkennen, fielen aber steiler (70°) nach Osten.

Welche Ortsveränderungen die Sprünge an den gestörten Schollen verursacht haben, ob Verschiebung in vertikalem oder horizontalem Sinne, konnte nirgends entschieden werden. Dies steht natürlich mit der lockeren Natur der ganzen Aufschüttung im Zusammenhange.

Von einem nennenswert reichlicherem Wasserzufluß war nirgends die Rede. Nur die geringe Decke unter dem Grenzgraben (Südseite) scheint sich um Meter 760 etwas bemerkbar gemacht zu haben.

Temperatur und Druck hielten sich in den durch die geringfügige Überlastung (200 *m*) gegebenen normalen Grenzen.

Einfügung der neu gewonnenen Beobachtungen in das geologische Umgebungsbild der Tunnelregion.

Wenn man vom Orte Tauchen südsüdwestlich vom Südportal auf dem markierten Weg gegen Mönichkirchen ansteigt, muß man zuerst ein kurzes Stück die Straße benützen, welche über den Sattel nach Aspang führt. Beim letzten Hause in Tauchen konnte man seinerzeit graue glimmerige Sande und Schotterlagen ziemlich flach liegend erschlossen sehen. Folgt man nunmehr dem Fußweg nach Mönichkirchen, so beobachtet man die Schotter- und Sandbänke allmählich nach Westen einschießend. Die Aufschlüsse sind hier sehr mangelhaft, doch dürfte ein Nordsüdstreichen immerhin einigermaßen sicher erkennbar sein.

Kaum ein Dutzend Schritte trennen diese Tertiäraufschlüsse von dem am gleichen Feldwege etwas oberhalb unzweifelhaft anstehenden Wechselgneis. Dieser fällt deutlich W 8° S.

Es muß also zwischen beiden Gesteinszonen eine Störung durchstreichen, welche übrigens zwischen den Höhen 824 und 724 durch einen stumpfen Sattel sehr deutlich ausgeprägt ist.

Etwa 1 *km* östlich Tauchen liegt Spital.

Hier hat die fortschreitende Erosion eines kleinen, von Norden kommenden Grabenwassers ganz merkwürdige Verhältnisse geschaffen. Obwohl ringsum jeder stratigraphische Tiefblick durch die mächtige Decke der Sinnersdorfer Schichten verwehrt ist, kommt hier ganz isoliert ein Stück Grundgebirge zum Vorschein.

Die Gesteine sind zwar in einem hochgradig zersetzten Zustande, dem eine weitgehende Zertrümmerung Vorschub geleistet hat. Es ist jedoch möglich einerseits einen rostigen Porphyrgneis bachabwärts und -aufwärts ruinierte Glimmerschiefer zu erkennen. Eine zwischen beide eingeschaltete zertrümmerte Quarzmasse könnte auf Semmeringquarzit zurückgehen, doch ist dies fraglich.

Einen Kilometer östlich der Störungslinie von Tauchen stehen also Kerngesteine im Untergrunde an, und es ist demnach sicher, daß jene wichtige tektonische Leitlinie, welche Wechsel- und Kernserie trennt, zwischen Tauchen und Spital durchziehen muß.

Die südsüdwestliche Richtung der tektonischen Kluft östlich Station Mönichkirchen weist nun auf die Gegend der ersten Gesteinsscheide zwischen Gneis und Tertiär (bei Meter 665), deren tektonische

Natur wir betont haben. Verfolgen wir diese Richtung weiter, so gliedert sich auch der tertiäre Abbruch bei Tauchen der gleichen tektonischen Leitlinie an, deren Fortsetzung wir wahrscheinlich im Tauchenbachbruch (längs der Trace) vor uns haben.

Dieser tertiäre Abbruch ist also, wie es sehr aufdringlich scheint, selbst die Projektion der im alten tektonischen Relief des Untergrundes verborgenen Überschiebungsfläche auf das jugendliche Oberflächenbild. Über die alte Tektonik, welche die Überschiebung der Kernserie auf die Wechselserie zeitigte, transgrediert die Stufe von Sinnersdorf.

Aber diese Überschiebung hat noch immer Leben und die Kernserie scheint sich in östlicher Richtung von der Wechselserie zentrifugal trennen zu wollen. Die Art der Trennung hängt nun von der Steilheit der Überschiebungsfläche ab.

(Auch südlich Kirchberg am Wechsel ist die Überschiebung der Kernserie auf die Wechselserie einem Bruch ähnlicher).

Die Kernserie mit ihrer Sinnersdorfer Bedeckung hat sich also gegen die Wechselserie mit ihrer gleichen Auflagerung abgesenkt und so kam es, daß der Tunnel von Norden her aus der Wechselserie direkt in das Sinnersdorfer Konglomerat stach, das wir uns nicht gar tief unter der Tunnelsohle auf Kerngesteinen oder auf Semmeringquarzit aufruhend denken müssen.

C. Die Südrampe.

Auf der steirischen Strecke tritt die Trasse mit Kernseriengesteinen nicht mehr in Berührung. Bis zum Wiesenhöfertunnel verläuft sie größtenteils in der Stufe von Sinnersdorf. Im Anfange dieses Tunnels tritt sie auf Wechselgneisgebiet über, das sie nun bis zur Station Pinggau nicht mehr verläßt. Das kurze Stück zwischen dieser Station und der Station Friedberg ist in eine jüngere Stufe des Jungtertiär (als Sinnersdorf) eingeschnitten, deren Alter zwischen sarmatisch und lakustrisch-pontisch schwankt.

Die Strecke zwischen dem Großen Hartberg- und dem Wiesenhöfer Tunnel.

Im tiefen Einschnitt bei Kilometer 13·1 (vor Tauchen) war der Sinnersdorfer Komplex prächtig erschlossen. Den Lagerungsverhältnissen nach erkennt der Verfasser in diesen Schichten die hangendere Abteilung der Stufe von Sinnersdorf. Diese zeigt gegenüber den Grundbildungen, dem schlechtgeschichteten Blocktertiär des Tunnels, beträchtliche Unterschiede.

Das grobe Sediment tritt zurück und es überwiegen gut geschichtete (bis etwas geschieferte) unreine Tegel und Sande über eingeschaltete Kiesbänke mit vorherrschenden Kieselgeröllen. Die Tegel sind bald mehr braun, sandig und lehmähnlich, bald wieder glimmerig, plastischer und blaugrau. Die plastischeren Tegel zeigen sich häufig mit reichlichen Blattabdrücken,[1] unter denen neben verstreuten Blättern von Laubhölzern besonders schilfähnlichen Pflanzen eine bedeutende Rolle zukommt. Gegen den Südausgang des großen Einschnittes (Kilometer 13·480) fanden sich auch schlecht verkieselte Holzstrünke in flachgepreßtem Zustande. Im Nordausgange wechsellagerten etwa meterstarke, lose, sandige Kiesbänke mit stärkeren und schwächeren, blau bis schwarzgrauen Tegellagen, welche Kohlenstrünke und auch schwache Schmitze enthielten (Siehe Bild II, Tafel VI).

Auch die starke limonitische Durchtränkung der Kieslagen ist für diesen alten Süßwassersumpf sehr charakteristisch.

Nach irgendwelchen tierischen Resten wurde vergebens gefahndet.

---

[1] Doch ist eine genauere Bestimmung dieser Pflanzenreste bei ihrem äußerst rohen Erhaltungszustand ohne Spezialstudien nicht möglich.

Sehr interessant waren die Lagerungsverhältnisse. Das Fallen der im allgemeinen sehr steil gestellten Schichten war nach S 32 bis 52° W gerichtet, hielt sich aber mehr an die zuerst genannte Richtung. Beim Nordausgange des großen Einschnittes waren die Schichten saiger erschlossen (siehe Bild II, Tafel VI), legten sich aber dann gegen Südwesten etwas flacher und die Winkel, die da gemessen werden konnten, schwankten zwischen 70 und 45°.

Die Station Tauchen-Schaueregg. Durch die Planierungsarbeiten im Bahnhof Tauchen wurde ein kleiner Schotterkegel durchschnitten, der sich über die westwärts einfallenden Schichtköpfe der oberen Sinnersdorfer Stufe flach ausbreitete. Die Sinnersdorfer Gesteine sind gleichsinnig gestört, wie dies vorhin beschrieben wurde und wie dies noch heute zu Beginn der vom Bahnhof gegen Schaueregg geführten Straße beobachtet werden kann. Dieser Schotterkegel ist vermutlich sehr junger (quartärer) Entstehung. Er ist, wie es scheint, dem kleinen See zu verdanken, den wir uns hier zwischen der Lokalität »Blasfranzl« und dem Bahnhof ehedem zu denken haben. Sein Abfluß ging gegen Spital. Nun scheint aber der seinerzeit ganz bescheidene Tauchenbach, ein Nebenbach des ersteren, durch Rückwärtseinschneiden den kleinen Tauchensee angezapft zu haben, so daß er dessen Zuflüsse an sich zog. So kam hier der auffällig flache Wiesenplan östlich der Station Tauchen zustande.

Südlich vom Bahnhof ist Gneis entblößt worden. Es ist ein stark rostig zersetzter Albitgneis, der unter 27 bis 45° nach S 30 bis 50° W einfällt.

Das gleichsinnige Einschießen des Miocän in den Fundamentgruben des Viaduktes bei der südlichen Ausfahrt der Station hat hier lange den Verdacht wachgehalten, daß das Tertiär vom Gneis überschoben sei. (Es haben aber insbesondere die Aufschlüsse im Wiesenhöfer Tunnel gezeigt, daß dies merkwürdiger Weise nicht zutrifft).

Der weitere Verlauf der Trasse bis zum Wiesenhöfer Tunnel bringt nichts mehr neues. Die gleiche obere Abteilung der Stufe von Sinnersdorf mit ihrer großen Mannigfaltigkeit wurde hier wiederholt entblößt. Auch im Einschnitt bei Kilometer 15·6 traten in einer abwechslungsreichen Serie von blaugrauen, plastischen Letten mit handbreiten Sandbänken und sandigem Lehm schwache Kohlenschmitze auf. Obenauf lag mächtiges Konglomerat mit faust- bis kindskopfgroßen Geröllen.

Bei Kilometer 16·1 trat wieder Kohle in handbreiten Flötzchen auf. Über den kohleführenden gelbbraunen Lehmbänken sah man Tegel limonitisch verunreinigt mit zahllosen eingeschwemmten Baumstrünken, die zum Teil (meist innerlich) lignitisiert, zum Teil (äußerlich) verkieselt waren. Das Fallen war meist unter 30 bis 60° nach W bis W 40° S gerichtet.

Bei Kilometer 16·4 nähert sich die Trasse in einer Kurve dem Ostportal des

Wiesenhöfer Tunnels

(lang 1212 *m*).[1]

Der Schienenstrang verlängert seine Krümmung gegen West noch ein Stück tunneleinwärts, um in ostwestlicher Richtung den aus der Gegend von Mönichkirchen herabstreichenden Höhenzug zu durchörtern.

Der geologische Bau dieses Rückens war nicht schwer zu ergründen; sein Grundgerüste besteht aus Albitgneisen und deren amphibolitischen Einlagerungen, welchen hier eine größere Rolle zukommt. Der Graben, der von der Höhe zum Ostportal führt, die tiefen zisternenartigen Brunnen der Rotte Wiesenhöf

[1] Während des Bahnbaues rektifizierte Länge.

und zahlreiche Entblößungen gegen den Westhang haben dies gezeigt. Am östlichen Teil des Tunnelprofils mußten sich noch Sinnersdorfer Schichten beteiligen, welche in dem oben angeführten Graben an einigen Stellen entblößt sind und gegen den Gneis, das heißt bergwärts einfallen.

Es lag hier bei den konformen Lagerungsverhältnissen von Gneis und Tertiär sehr der Verdacht nahe, daß dieses vom höher liegenden Grundgebirge überschoben sei.

Die Aufschlüsse im Tunnel haben dies aber keineswegs bestätigt.

Die Sinnersdorfer Schichten ließen vom Ostportal tunneleinwärts die bekannte Lagerung und Beschaffenheit erkennen. (Graue plastische Letten mit Pflanzenabdrücken und Kohlenspuren, lehmige Sandbänke mit Konglomeratlagen abwechselnd; Fallen unter 25 bis 60° nach S 8° W bis W 38° S, meist gegen W 30° S.)

Das Tertiär hielt sich bekanntlich bis Meter 208 der Ostseite. Bei dieser Kote zeigte sich reichlicher Wasserzufluß und Gneisschutt. Der Schutt mit Tertiär vermengt (verknetet?) lag der gleich dahinterfolgenden, äußerst unregelmäßigen Oberfläche des Gneises auf. Der Albitgneis war mittelknotig und stark rostig verwittert. Er ging langsam in einen grauen und frischen über, dessen Streichen in die Tunnelachse fiel; Verflächen gegen Süden.

Schon bei Meter 190, also in der Nähe des Gesteinswechsels, konnte man deutliche Stauchungen in den Sinnersdorfer Schichten beobachten, indem in einer Länge zweier Ringe eine Synklinale mit einer Antiklinale abwechselte.

Die Grenze zwischen Gneis und Tertiär war demnach wohl sicher tektonischer Natur, wenn auch die Oberfläche des Gneises nach der Darstellung der Bauleitung scheinbar Hohlformen erkennen ließ. Das direkte Zufallen des Tertiär auf den Gneis, die Stauchungserscheinungen bei Meter 190 und der Kontakt der jüngeren Schichten der Sinnersdorfer Stufe mit dem krystallinen Grundgebirge, all dies spricht für ein späteres Zustandekommen dieser Anlagerungsfläche des Jungtertiär an den Gneis.

Eine Überschiebung war es nicht, denn die Gesteinsscheide sprang im Tunnel nicht weiter zurück als obertags. Im Tunnel schien die Grenze im großen und ganzen nach Osten einzufallen. Es ist der gleiche steile, jugendliche Abbruch, den wir von Tauchen bis Wiesenhöf verfolgt haben.

Von West her stand der Tunnel durchwegs in verschiedenen Wechselgneisen und -schiefern. Bis etwa Meter 700 waren die amphibolitischen Gesteine stark im Vorwalten. Mittel- bis grobknotige Albitgneise von bemerkenswerter Frische bildeten Einschaltungen und überwogen dann mit granatführenden, albitarmen Schiefern bis Meter 1004.

Die Amphibolite waren massig entwickelt und nur hie und da von Schieferungsklüften oder anderen Sprüngen, welche sehr steil standen und die Tunnelachse verquerten (Streichen häufig NW), durchsetzt. Die Klüfte standen zum Teil handbreit offen und waren wasserführend. Auch ließen sie schwache Ansätze von Kalkspatkryställchen erkennen. Der Chloritgehalt der Amphibolite war wechselnd, doch überwog in der Regel die Hornblende.

Ein sehr frisches Gestein (ziemlich dichter, schwärzlichgrüner Amphibolit) von Meter 480 ließ unter dem Mikroskop folgendes erkennen:

Poikiloblastische Struktur mit beginnender Porphyroblastese der Albitknoten.

An Hauptgemengteilen erblickt man: Den Feldspat vorzüglich in Knoten, die grüne Hornblende einen ungerichteten stengeligen Filz bildend; untergeordnet Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, relativ viel Titanit mit Erz, etwas Calcit etc.

Der Feldspat ist seinem optischen Verhalten nach (Lichtbrechung gegen Quarz und Kanadabalsam, positivem Charakter) sicherer Albit. Er bildet unregelmäßig zerlappte Körner, in welche die benachbarten Gesteinskomponenten hineinwachsen; diese selbst sind auch in mehr mikrolithischer Form in den Knoten als Einschlüsse vorhanden. Sehr selten beobachtet man eine einfache Verzwilligung nach dem Albitgesetz.

Die Hornblende bildet kurze Stengel nach *c* mit Neigung zur kristallographischen Begrenzung in der Hauptzone.

Pleochroismus:

$\mathfrak{a}$ = sehr licht grünlichgelb,
$\mathfrak{b}$ = ziemlich dunkel saftgrün,
$\mathfrak{c}$ = blaugrün.

Dies gilt für die Hauptmasse der Stengel. Dickere besitzen jedoch einen unregelmäßig abgegrenzten lichteren Kern, der den gleichen Pleochroismus in weitaus schwächerem Maße zeigt. Der Übergang von Kern zur Hülle ist in der Regel verschwommen. Unter gekreuzten Nikols fällt dieser lichtere Kern durch seine höhere Doppelbrechung auf. Es kann aber nicht gesagt werden, daß — trotz Stauroskop — eine Differenz der Auslöschungsschiefen von Kern und Hülle nachgewiesen werden konnte. Auslöschung auf 010 etwa 16 bis 17°. Einschlüsse sehr wenig und aus der Umgebung.

Nun ist Quarz zu erwähnen, der nicht gerade spärlich auftritt, aber leicht mit Albit verwechselt wird. Er findet sich meist gesellig in kleineren Körnern, die zu einem Pflaster zusammentreten und charakterisiert sich durch seine Einschlußfreiheit.

Der Epidot ist überwiegend durch sehr schwach gelblichen Pistazit vertreten, ganz untergeordnet findet man kleine zerlappte Stücke, welche infolge ihrer bläulichgrauen Interferenzfarbe dem Klinozoisit nahestehen dürften. Die einzeln verstreuten Körner des Pistazit erreichen die Größe der Albitknoten und besitzen die bekannten fleckigen Interferenzfarben; sind Farbenabstufungen vorhanden, so ist in der Regel der Kern stärker lichtbrechend als der Rand. Der Übergang ist allmählich. Pleochroismus kaum merklich:

$\mathfrak{c}$ = lichtes Weingelb,
$\mathfrak{b} \backsim \mathfrak{a}$ = farblos.

Sehr bemerkenswert ist in diesem Schliff ein grünlichbrauner bis olivgrüner Biotit. Er ist stark pleochroitisch von dunkelolivgrün zu gelblichgrün. Seine starke Doppelbrechung dürfte sich mit Einachsigkeit paaren. Man sieht ihn häufig mit einem nicht stark pleochroitischen Chlorit parallel verwachsen, der ihn an Menge übertrifft und zum größten Teil aus ersterem hervorgegangen zu sein scheint. Der Chlorit besitzt sehr geringe Doppelbrechung und zeigt in basalen Schnitten ein ziemlich deutliches Kreuz mit positivem Charakter. Auch Zweiachsigkeit wurde beobachtet. Der Chlorit kann also mit ziemlicher Sicherheit als Klinochlor bezeichnet werden.

Calcit ist, wenn auch nicht viel, so doch allenthalben vorhanden: als Einschluß im Albit und auch sonst unter den übrigen Gemengteilen in zwillinggestreiften Körnern.

Reichlich vertreten ist Titanit; unregelmäßige Körner, auch spitzrhombische Querschnitte. Er scheint unter Aufzehrung eines Ti-hältigen Erzes zu entstehen, das noch hie und da in winzigen Spuren in den Titanitkörnern enthalten ist.

Auch Apatit fehlt nicht. Er bildet farblose, häufig etwas walzenförmige Körner.

Einmal ein größerer Pyritkrystall.

Die zwischengeschalteten und nach Meter 700 überwiegenden Albitgneise waren sehr fest und kompakt, zum Teil aber mehr glimmerschieferähnlich. Die Gesteine um Meter 900 sind überhaupt als echte Glimmerschiefer (mit Granaten) zu bezeichnen.

Sehr hübsche Umwandlungserscheinungen zeigt der Granatglimmerschiefer um Meter 900 der Westseite.

Dieses Gestein ist ein stark diaphthoritischer Schiefer von sehr lichtgrünlichem Aussehen. Der färbende Chlorit ist mit überwiegendem feinschuppigen Muskovit verwachsen. Quarz (und Feldspat) treten kaum hervor. Dagegen ist der Schiefer sehr reich an 1 bis 2 *mm* lichtrosaroten Granaten, deren (griesiger) Zustand bereits mit freiem Auge wahrgenommen werden kann. Auch die winzigen Turmalinsäulchen, welche oft über 2 *mm* lang werden, zeigen sich von der Kataklase betroffen und in einzelne Bruchstücke zerlegt; die Zueinandergehörigkeit der Teile ist oft gut zu erkennen.

U. d. M.: Lepidoblastische Struktur der glimmerigen Lagen mit Pflasterstruktur des nun bedeutend mehr hervortretenden Lagenquarzes. Dieser umschließt hie und da ein Erzkörnchen oder ein Granatkryställchen.

Albit, das heißt ein Feldspat, ist sehr fraglich. Beobachtet wurde er nicht.

In den Schieferungslagen überwiegt der fein zerriebene und zerfetzte Muskovit den etwas gröberen Chlorit. Doch kommen auch größere intakte Muskovittafeln vor.

Der Chlorit ist nicht stark pleochroitisch (in Saftgrün). Seine Interferenzfarbe ist ein dunkles Stahlblau. Wahrscheinlich handelt es sich um Pennin.

Sein Auftreten ist zweifacher Art: erstens in größeren Blättchen, welche man auch mit Muskovit in paralleler Verwachsung trifft (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Biotit), und zweitens in Kneuel und filzigen Aggregaten, die in der Regel die Nähe der Granatschwärme bevorzugen und, wie die Beobachtung deutlich lehrt, aus diesen hervorgehen.

Die optisch normalen Granaten sind meist zu Schwärmen vereinigt. Nur die kleinsten Kryställchen sind von keiner Kataklase betroffen. Alle übrigen sind in ein brecciöses Splitterhaufwerk aufgelöst, in dessen Fugen sich bereits häufig Chlorit

»gewölle« angesiedelt hat. Der Vorgang zeigt einige Ähnlichkeit mit der Serpentinisierung des Olivin. Wie es scheint, ist dieser Prozeß auch von Erzausscheidung (schwarz) begleitet.

Das im Schliff akzessorisch verteilte Erz ist zum größtenteil durch Leukoxen bereits aufgezehrt. Es dürfte demnach Ti—hältig gewesen sein.

Apatit in rundlichen, walzenförmigen Körnern fehlt nicht.

Im Schliff beobachtet man auch zwei Turmalinbruchstücke, welche einen Pleochroismus von schmutzigschwarzgrün (= o) zu sehr lichtbraun (= e) zeigen.

Zwei größere, trübe, rostbraune Flecke, welche mit winzigen, schwarzen Erzkörnchen ganz vollgepfropft sind, können Auflösungsreste von ehemaligem Orthit sein.

Auf der Halde des Westportals fanden sich turmalin- und albitführende Quarzgänge.

Die Lagerungsverhältnisse waren in den ersten 500 *m* der Westseite normal eintönig. Fallen unter etwa 45° gegen W 22° S bis S 42° W. Um Meter 500 wurde eine sanfte Antiklinale passiert, so daß bei Meter 550 das Fallen nach NO unter 30° konstatiert wurde. Zwischen Meter 540 und 1004 war das Verflächen im großen und ganzen gegen S 15° W gerichtet, doch überschnitt der Tunnel wiederholt sanfte Undulationen des Gneises (und kam dadurch auch stellenweise ins Streichen), welche durch das Schwanken der Fallrichtung zwischen rein S und S 30° W erzeugt wurden. (Neigung unter 30 bis 50°.)

Dieser Tunnel durchörterte das standfesteste und frischeste Gestein der ganzen Strecke. Die Amphibolite bewiesen ihre bekannte Zähigkeit bei der Gewinnungsarbeit. Die Standfestigkeit war so günstig, daß stellenweise der Vollausbruch ohne jegliche Zimmerung durchgeführt werden konnte. Die Massigkeit der Amphibolite begünstigte das Auftreten von offenen, wasserführenden Klüften, welche bereits früher erwähnt wurden. Das meiste Wasser wurde erschroten zwischen Kilometer 17·455 und 17·677 (oder Meter 549 und 327 der Westseite). Die Spalten waren zum Teil typische Wassersäcke, welche sich zwar sehr überraschend, aber umso rascher ihres Wasserstapels entledigten (zum Beispiel Kilometer 17·537, Wassereinbruch am 14. April 1909, geschätzt 100 Sekundenliter, nach einer halben Stunde 4 Sekundenliter). Die übrigen Quellen gaben zwischen 0·5 und 11 Sekundenliter, eine Ausnahme bildete Kilometer 17·530 mit anfangs (20. April) 60 Sekundenliter, welcher Hochstand aber ebenfalls rasch abflaute (24. April 33 Sekundenliter).

Die kleineren kontinuierlichen Quellen, welche aus den Tunnel verquerenden Nordwestspalten austraten, dürften wahrscheinlich durch den Überdruck des oberen Glaserbaches gespeist werden.

Die Strecke zwischen dem Wiesenhöfer Tunnel und Station Friedberg.

Die Biotitführung der Amphibolite und die Granaten bei Meter 900 haben bereits im Tunnel auf jenen Wechsel im Mineralbestand der Wechselserie vorbereitet, der sie in dieser Gegend den krystallinen Schiefern der Kernserie so nahe bringt.

Zwischen dem Glaser- und dem Hundsmühlbach, also knapp vor dem Westportal des Tunnels, stehen schöne Granatglimmerschiefer an. Wir haben sie bereits früher beschrieben. Die Bahnlinie überschneidet sie und tritt ins Hangend, den aplitischen Orthogneis des Haselgrabens, ein. Diesen begleitet die Bahn, sein Streichen sehr spitzwinkelig überschneidend, bis knapp vor die Station Pinggau. Der Gneis verflächt nach W 15° S bis S 30° W unter 40 bis 60°.

Er war nicht einheitlich massig, sondern durch (in der Regel) stark basische Einschaltungen von geringmächtigen Biotitschiefern, auch biotitführenden Amphiboliten gegliedert.[1] Diese Einlagerungen

---

[1] In der Karte wegen ihrer Spärlichkeit und geringen Mächtigkeit nicht ausgeschieden.

befanden sich übrigens in einem stark verschieferten und zersetzten Zustande, so daß ihr normales Ausgangsprodukt nicht immer sicher erkannt werden konnte.

Dieser Gneis brach in schönen Quadern und fand wegen seiner ausgezeichneten Bearbeitbarkeit und relativ hohen Druckfestigkeit ausgedehnte Verwendung. (Steinbruch im Haselgraben bei Kilometer 18·5.)

Nach Kilometer 20 verschwindet der Gneis unter bräunlichem bis sehr lichten, sandig-glimmerigen Lehm, der zuerst Gneisbrocken des Untergrundes, dann bei der Station Pinggau grobe Quarzgerölle (auch gerundete Blöcke) enthält, die sich in Saigerabständen zu Kiesbänken verdichten.

Diese, wie es scheint, gänzlich ungestörten Schichten wurden wegen ihrer unsicheren Altersstellung in einer früheren Arbeit des Verfassers[1] einer »Stufe von Friedberg« zugerechnet. In sie ist auch der alte Friedberger Bahnhof eingeschnitten. (Des merkwürdig lößähnlichen Verhaltens des vorherrschend glimmerig-sandigen Lehmes, welcher zu vertikalen Wänden abbrach, sei hier nebenbei Erwähnung getan.)

---

[1] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, Bd. 62, Heft 4.

III. TEIL.

Ergebnisse.

Wie schon eingangs betont wurde, kommt den krystallinen Schiefern der Kernserie und der Wechselserie der Hauptanteil am Aufbau des Bahngeländes zu. Während erstere den ganzen Westen einnimmt, lagert sich letztere im Nordosten und Osten vor und bildet eine scharfe tektonische Grenze gegen das ausgedehnte Verbreitungsgebiet der so merkwürdigen Wechselgesteine (im engeren Sinne).

Da zwischen beiden eine stratigraphische Fühlungnahme in keinerlei Weise platzgreift, so sind wir über ihre relativen Altersbeziehungen völlig im Unklaren.

Aber auch die Frage nach ihrem absoluten Alter im stratigraphischen Schema hat sich in keiner Hinsicht der Lösung näherbringen lassen. Über die Wechselserie hinweg transgrediert nur die Stufe von Sinnersdorf, deren untermiocänes Alter einigermaßen wahrscheinlich gemacht werden kann.

Von früher wissen wir,[1] daß die Semmeringquarzitgruppe den »Wechselschiefern«, einem anscheinend jüngeren Gliede der Wechselserie, im Westen normal und — wie der Verfasser glaubt — in stratigraphischer Verknüpfung auflagert. Wenn diese noch permische Äquivalente beinhalten sollte, wie dies die bisherige Vergleichsarbeit anzunehmen erlaubt, so kann sich in den Wechselschiefern und -gneisen wohl reichliches karbones Sediment verbergen.

Diese Auffassung hat durch die Untersuchungen des Bahnterrains wohl keinerlei Stütze gefunden, aber auch keinerlei Erschütterung erfahren.

Im Verbreitungsgebiet der Kernserie haben sich reichliche Reste der Semmeringquarzitgruppe nachweisen lassen. Ihr Lagerungsverhältnis zu diesen krystallinen Schiefern läßt sie in der gewohnten Position erscheinen: transgressiv über den Kerngesteinen.

Der Hiatus zwischen Kernserie und permotriadischem Semmeringquarzit, demjenigen Gliede, welches anscheinend überall das Semmeringmesozoikum einleitet, dünkt dem Verfasser ein sehr weiter und auffälliger.

Es ist noch nirgends mit der nötigen Schärfe betont worden, daß der Semmeringtrias jene Metamorphose völlig mangelt, welche den bezeichnenden Mineralbestand der Hüllschiefer der Kernserie (Granat, Biotit, Hornblende) ausmacht. Und doch liegt in den chloritischen Sericitschiefern der Quarzitgruppe und weiter in den rhätischen Pyritschiefern des engeren Semmeringgebietes sicher Material vor, das den Stoff zu einer ähnlichen Mineralgruppierung, wie sie ehedem als bezeichnend für die Kernserie angeführt wurde, hätte liefern können. Diese Minerale sind aber der Semmering-Permotrias gänzlich fremd geblieben. Es sind auch keine Anhaltspunkte vorhanden, Biotit, Hornblende und Granat in dieser zerstört anzunehmen und den vorhandenen Chlorit von ihnen abzuleiten. Irgendwelche Relikte dieser Mineralien hätten sich bei der mikroskopischen Untersuchung unbedingt vorfinden müssen. Der Mineralbestand der Semmering-Permotrias steht also weit ab von jenem der Hüllschiefer des Granits.

In dieser Folge möchte der Verfasser heute die Kluft zwischen den beiden stratigraphischen Komplexen, welche in einer älteren Arbeit etwas enger gedacht war, vergrößert wissen (Hüllschiefer präpermisch, aber nicht jungpaläozoisch).

Über das Formationsalter der granitischen Magmen läßt sich auch in diesem Teile des krystallinischen Sporns der Nordostalpen kein entscheidendes Material aufbringen.

---

[1] H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie etc., p. 182.

Das Altersverhältnis des Gneisgranits zu seinen Hüllschiefern zeigt sich wohl in Übereinstimmung mit des Verfassers älterer Ansicht von einer intrusiven Stellung des granitischen Magmas zu seiner Hülle.

Sowohl in der Kernserie als in der Wechselserie sind die vergneisten Granitmagmen von einem Ganggefolge begleitet. (In der Kernserie: siehe Kleiner Hartberg-Tunnel oder die Granatarterite westlich Schäffern; in der Wechselserie: Steinbrüche am Möselberg nahe Kote 812 oder nahe Kote 737 beim Steinhof, auch Wiesenhöfer-Tunnel.)

Dieses Ganggefolge wird wohl am besten von den nahen granitischen Magmen abgeleitet und spricht für deren jüngeres Alter gegenüber den intrudierten Hüllschiefern.

Aber noch ein zweites Moment möchte der Verfasser hiefür ins Treffen führen und dies ist ein gewisser Krystallhof, der auffällig die Gneisgranite begleitet.

Es ist jedenfalls sehr beachtenswert, daß im Vereine mit magmatischer Durchaderung auch die Wechselserie in der steirischen Hälfte ihres Verbreitungsgebietes — was den Mineralbestand anbetrifft — den Kerngesteinen sehr ähnlich wird.

Die Grünschieferzonen wurden im Wiesenhöfer Tunnel als zähe Amphibolite durchörtert, welche von einem Bande schöner Granatglimmerschiefer beim Westportal überlagert werden und dieser schmale Zug bildet das Liegende der Orthogneismasse des Haselgrabens, welche Einlagerungen von Biotitschiefern enthält. Das Studium des Westens hat gezeigt, daß diese Erscheinung der »Symbiose« von granitischem Magma und der Granat-Biotit-Hornblende-Kameradschaft in den Hüllschiefern eine weitreichende Persistenz zukommt.

Der Verfasser ist in der Tat sehr geneigt, zwischen diesen beiden Erscheinungen einen Kausalnexus anzunehmen und den Granit für das Entstehen dieser Komponenten (mit dem Turmalin und Orthit) verantwortlich zu machen.

Wenn dem aber so ist, dann müssen Gneisgranit und die ihm ursächlich zugeschriebene Metamorphose älter als Semmeringquarzit sein.

Denn weder magmatische Injektion finden wir in der Quarzitgruppe und dem darüber folgenden Semmeringmesozoikum, noch eine Spur jener Krystallgesellschaft, welche nach des Verfassers Meinung unter dem Einflusse des Gneisgranits in seinen Hüllschiefern zum Aufkeimen gebracht wurde.

Es ist schon vorhin angedeutet worden, daß nach dem chemischen Bestand sehr wohl die Grundlagen in der Semmeringgruppe gegeben sind, daß diese Mineralgesellschaft zur Blastese gelangen könnte. Wir vermissen sie aber gänzlich. Und nachherige Diaphthorese kann hiefür nicht verantwortlich gemacht werden.

Die Semmeringgruppe weist nun gleichfalls zweifellos eine Metamorphose auf, welche sich am auffälligsten in der Neubildung von Quarz, Albit, Sericit, Chlorit, Epidot kundgibt. Nun mangelt aber diese gleiche Mineralgesellschaft auch keiner der beiden Grundgebirgsserien, bald vorherrschend, bald zurücktretend gegen einen alten Mineralbestand, von welchem vorhin die Rede war und aus welchem wir die neue Mineralgruppierung hervorsprießen zu sehen glauben. Und zwar ist es möglich, folgende Abstufungen des fortschreitenden Umbaues der alten Mineralgesellschaft zu verfolgen.

Den Eindruck ursprünglichster Zusammensetzung machen die Gesteine der Umgebung von Schäffern; überhaupt — wie es scheint — der steirische Abschnitt der Kernserie. In den Amphiboliten sind Oligoklase erhalten und die Untersuchung der Granatarterite hat keinerlei Chloritisierung (der Granaten oder Biotite) ergeben.

Merklich stärker ist der Zerfall in den Kerngesteinen der Umgebung von Aspang. Hier sind mit Ausnahme der Chloritisierung und Epidotisierung der Hornblenden und der Epidotisierung der Orthite bereits alle jene Prozesse der Umkrystallisation angedeutet, welche in den westlich davon gelegenen Schiefern der Wechselserie zur völligen Auflösung des alten Krystallhofes geführt haben. In der Kernserie treffen wir den Umbau in der Regel nie so weit vorgeschritten, daß hiedurch der alte Mineralbestand verdrängt und die alten Strukturen verdeckt würden (zum Beispiel Granit vom Krainerbauer).

Ein wenig weiter gediehen ist die Umkrystallisation der Wechselschiefer jenseits des Tauchenbachbruches, wenn auch hier noch gesagt werden muß, daß der alte Mineralbestand in fast allen Schliffen durch deutliche Relikte vertreten ist. (Biotitführende Ortho- und Paragneise [1], Amphibolite, Granatglimmerschiefer mit mehr oder weniger Neubildungen.)

Gegen Norden schreitet in der Wechselserie der Umbau des alten Krystallhofes rasch fort, so daß westlich von Aspang die Vertreter der ersten Metamorphose nur mehr äußerst selten und in rudimentären Spuren angetroffen werden: die Amphibolite sind zu Grünschiefern geworden, die Albitgneise enthalten weder Biotit, noch Hornblende, noch Granat.

Hier ist es natürlich dann schwer, in diesen Produkten das Endergebnis einer zweifachen Umwandlung zu erkennen, und die chemischen Parallelanalysen hätten keinerlei Anspruch auf beweisende Kraft, wenn nicht die Übergangsglieder durch das mikroskopische Studium bekannt wären.

Überzeugend sind diese Umwandlungsprozesse in den Schiefern der Kernserie. Hier erkennt man in der auch der Semmeringgruppe eigenen Mineralkombination ein typisches Derivat des alten Krystallhofes.

Richarz [2] hat hierfür die ersten Beobachtungen beigebracht [3], wenn er ihnen auch eine andere Deutung gab.

Der Verfasser glaubt (zum Teil mit Richarz) folgende Neubildungen zu erkennen.

Quarz-Albitmasse (nach Richarz meist nicht mehr von Kataklase betroffen!) als Ausfüllung von Sprüngen (im Granitgneis);

Albit, Klinozoisit und Muskovit aus dem Plagioklas des Gneisgranits;

Sericit auf Kosten der Kalifeldspäte;

Chlorit und Epidot (auch Titanit?) auf Kosten der Biotite;

Chloritpseudomorphosen nach Granat;

Leukoxen als Neubildung um Ti-hältiges Erz (Magnetit als Nebenprodukt);

Karbonat.

Die gleichen Zerfallsprodukte glaubt der Verfasser auch aus dem Mineralbestand jener Gesteine, welche dem steirischen Abschnitt der Wechselserie angehören, hervorgehen zu sehen. Nur dürften sich hier noch einige analoge Beobachtungen anschließen lassen:

Abspaltung des Chlorit und des Epidot [4] (auch Albit?) von Hornblende (natronhältig?);

Neubildung des Epidot auf Kosten des Orthit.

Diese Neubildungen, welche unter ersichtlicher Auflösung eines alten Krystallhofes fortschreiten, scheinen ganz in die Kategorie jener Phänomene zu fallen, welche von F. Becke »rückschreitende Metamorphose« oder Diaphthorese [5] genannt wurden.

Es ist nun nicht unmittelbar ersichtlich, daß die Periode der Umprägung (Diaphthorese) des krystallinen Grundgebirges mit der Periode der primären (»fortschreitenden«) Metamorphose der Semmeringgruppe zusammenfiel. Doch liegt es nahe, in tektonisch gemeinsam gestörten Gebirgskomplexen die gleiche Mineralgruppierung auch gleichen Zeitperioden zuzuschreiben.

Es haben also die gleichen statischen Zustandsänderungen (welche in diesem Gebirge durch die Deckenbewegungen hervorgerufen wurden) im unveränderten Sediment (Semmeringgruppe) zu einer

---

[1] Der Steinbruch nördlich vom Westportal des Wiesenhöfer Tunnel hat Albitgneise geliefert, in welchen etwa die Hälfte des Chlorit durch Biotit vertreten ist. Es dürfte also in der Tat, wie dies bereits Richarz für den ganzen Chloritgehalt annahm, dieses Mineral teilweise auch von primärem Biotit abzuleiten sein. Denn zum größeren Teil ist der Chlorit der Paragneise aus Hornblende und Granat hervorgegangen, wie dies die Umgebung von Vorau lehrt, wo die dem Albitgneis chemisch analogen Schiefergneise der ersten Umwandlungsperiode mit Hornblende und Granat (=Hornblendegneisgruppe zum Teil bei Vacek) noch unverändert anstehen.

[2] St. Richarz: Die Umgebung von Aspang am Wechsel etc.

[3] Siehe des Verfassers Referat in Mitteil. d. Geol. Gesellsch. Wien 1911, p. 642.

[4] Siehe auch Aug. Böhm: Die Gesteine des Wechsels. M. P. M. Bd. V 1883, p. 213. (Epidot aus Hornblende).

[5] F. Becke: M. P. M., Wien 1909. p. 369 bis 375.

primären Metamorphose, im metamorphen Grundgebirge zu einer Adaptierung des alten Mineralbestandes Anlaß geboten.

Es ist gleichsam ein neuer, zweiter Krystallhof, welcher unbekümmert um alte Höfe der Metamorphose sich durch alle Schichten frißt und seiner Einflußsphäre auch jene eingefalteten Sedimente unterwirft, welche eine Umwandlung noch nicht erlitten haben.

Von welchen Faktoren diese neuerliche Anpassung des Mineralbestandes an neugeschaffene statische Zustände abhängig war, läßt sich aus unserem schmalen Streifen Landes nicht erschließen.

Für magmatische Influenz kann in unserem Gebiet wohl kaum ein nennenswerter Grund aufgebracht werden.

Die Semmeringgruppe hat eine kleine Bereicherung erfahren. Es ist jedenfalls von außerordentlicher Wichtigkeit, daß sich auch hier am Ostrande des Verbreitungsgebietes der Wechselserie in entscheidender tektonischer Position verzettelte Reste der zentralalpinen Semmeringtrias vorfinden. Über ihre Zuordnung zu dieser bestehen keinerlei Zweifel.

An der großen Tektonik sehen wir im Gegensatze zur vorhin erwähnten Schichtgruppe die Stufe von Sinnersdorf sich nicht mehr beteiligen. Gleichwohl erweist sich ihre Verteilung von der heutigen Hydrographie noch vollständig unabhängig. Von Süden her reicht sie — selbst die Wasserscheide bildend — nach Niederösterreich herein, und es weisen alle Anzeichen dahin, daß für einen Stromstrich aus der Gegend von Kirchberg am Wechsel, welcher diese fluviatilen Absätze am Kulma und Großen Hartberg in einer Höhe von 800 bis 950 *m* aufstapelte, der Pittenfluß kein Hindernis bedeutete. Dies ist immerhin eine recht wertvolle Erkenntnis, zumal wir eines paläontologischen Nachweises für das Alter dieser Stufe noch entbehren. Denn für diese südöstliche Entwässerungsrichtung gegen die pannonische Niederung kann ein inneralpines Einbruchsfeld noch nicht bestanden haben.

Die Stufe von Sinnersdorf ist also im Alter gleich der Beckenauskleidung von Kirchberg, welche sich zum Teil mit Zerstörungsprodukten einer obereocänen Ablagerungsreihe mischt.[1]

Diese Beobachtung, dann die starken Störungen in dieser Stufe und endlich die Unabhängigkeit dieses Flußsystems von der Verteilung des zweiten Mediterranmeeres rücken ein untermiocänes Alter dieser Schichten in den Bereich größter Wahrscheinlichkeit (vgl. auch Hilber und Hoffmann).

Über die Ablagerungen der Stufe von Friedberg hat sich an anderer Stelle Gelegenheit geboten[2], näher auf sie einzugehen.

Tektonik: Dieser Bahnbau hat also den Beweis geliefert, daß die wichtige Linie von Kirchberg, welche die Kernserie von der Wechselserie scheidet, im Pittental nach Süden abbiegt und die Ostflanke des Wechselmassivs begleitet.

So weit sie nördlich der Wasserscheide zwischen Pitten und Raab verläuft, bildet sie deutlich den Überschiebungsrand der die Wechselserie überlastenden Kernserie.

Im Süden geht sie in einen Abbruch des Sinnersdorfer Miocänlappens über, der scharf gegen die Wechselgneise abstößt.

Die Wechseldecke zeigt strenge Einfachheit im Bau und keinerlei Andeutung einer tektonischen Gliederung. Nach des Verfassers Meinung besteht der Verdacht, daß sich in ihr Äquivalente gewisser Anteile der Tauernschieferhülle erkennen lassen.[3]

---

[1] Fr. Toula: Über Orbitoiden und Nummuliten führende Kalke vom Goldberg bei Kirchberg am Wechsel. J. G. R. 1879, p. 123 bis 136.

[2] H. Mohr: Eolithe in der Nordoststeiermark? J. G. R. 1912, p. 650.

[3] H. Mohr: Versuch einer tektonischen Auflösung etc., p. 19.

Von den Kerndecken, welche in einer älteren Arbeit[1] im Bereiche des Nordostsporns der Zentralalpen zu gliedern versucht wurden, ist es die »Eselsdecke«, welche den Osthang des Wechsels überlagert. Denudationsreste einer zweiten ruhen ihr auf.

Es ist einmal ein Gneis-Glimmerschieferlappen, der sich beim »Prost« östlich Unter Aspang durch eingeklemmte Juramarmor- und Quarzitschüblinge von seiner Unterlage, der Eselsdecke ablöst.

Und zweitens ein schwer verfolgbarer Rest von Glimmerschiefer, der am Kulma auf Quarzitgruppe aufruht und sich größtenteils unter Tertiär verbirgt.

Diese Deckenzeugen würden sich in ihrer Stellung der »Tachendecke« nördlich Kirchberg zuordnen lassen.

In der Wechsel- und Eselsdecke zeigen sich deutliche »Konvergenzerscheinungen«.

Es ist einerseits eine auffällige Anpassung der Streich- und — im südlichsten Teil des Bahnterrains — auch der Fallrichtung jenes Teiles der Kernserie zu bemerken, der von Schäffern gegen Bernegg zieht.

Eine zweite Beobachtungsreihe lehrt im steirischen Verbreitungsgebiet der Wechselserie ein Aufkeimen jener Mineralgruppierung, welche für die Kernserie als bezeichnend gilt.

Und vice versa bereichert sich die Kernserie in der gleichen oben umschriebenen Region durch die Aufnahme von mächtigen Amphibolitzügen, welche jenseits des Abbruches der Sinnersdorfer Stufe auch in der Wechselserie eine sehr bedeutende Rolle spielen.

Diese Tatsachen geben zu denken.

Und da ganz analoge Beobachtungen auch am westlichen Ende des Deckenrahmens der Wechselserie — in der Umgebung von Vorau — angestellt werden konnten, so ergibt sich die wohlbegründete Vermutung, daß auch bei uns an einen Zusammenhang der Wechseldecke mit der auflastenden Kerndecke gedacht werden kann, das heißt mit anderen Worten an ein Ende der Deckenspaltung oder ein Ausspitzen der zwischen beiden Decken zu denkenden Synkline.

---

[1] l. c.

INHALT.

	Seite	
Einführung	1	[351]
Verzeichnis der wichtigsten Literatur	3	[353]
I. Teil	6	[356]
A. Das krystalline Grundgebirge	6	[356]
I. Die Wechselserie	6	[356]
a) Petrographie	6	[356]
b) Lagerungsverhältnisse	22	[372]
II. Die Kernserie. Petrographie	23	[373]
B. Das zentralalpine (Lepontinische) Permo-Mesozoikum	30	[380]
Anhang: Tektonik der Kernserie und ihrer permomesozoischen Auflagerung	33	[383]
C. Das Känozoikum	35	[385]
I. Die Stufe von Sinnersdorf	35	[385]
II. Die Stufe von Friedberg	36	[386]
III. Das Quartär	37	[387]
II. Teil: Die Bahnlinie und ihre Aufschlüsse	38	[388]
A. Die Nordrampe	38	[388]
B. Der Große Hartberg-Tunnel	43	[393]
Anhang: Einfügung der neugewonnenen Beobachtungen in das geologische Umgebungsbild der Tunnelregion	47	[397]
C. Die Südrampe	48	[398]
Der Wiesenhöfer Tunnel	49	[399]
III. Teil: Ergebnisse	54	[404]

Geologische Umgebungskarte der Wechselbahn.

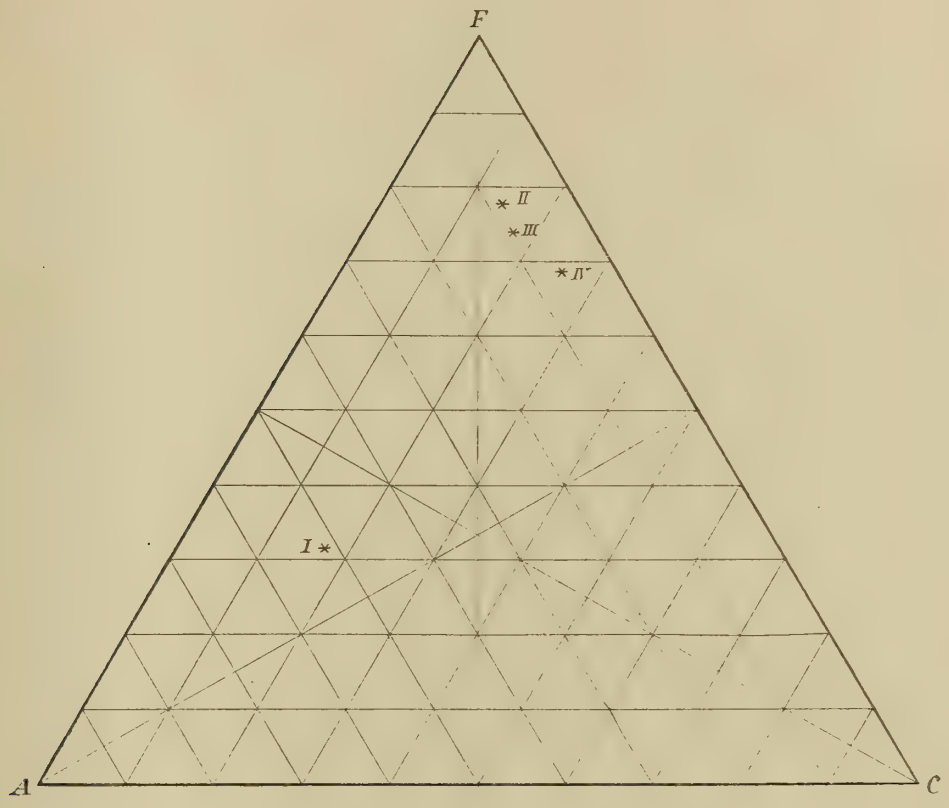
Feistritz am Wechsel
RAMS
Edlitz
Aspang
Zöbern
TRIEBEN
Kuhwald
Reibbühel
Schlaggen
Hochstraß
Stefershach
Haubeggendorf
Buchbeck
Dechantskirchen
Schwaben
Pinggau
Tauchen
Mitterbach
Steinhöfen
Schusterhäusel
Brenner
Lenz am Riegl
Mosel B.
Mühl B.
Fleck B.
Schaueregg
Rosenbühl
Baumgarten
Hagelstall
Langegg
Hutteregg
Brandstadt
Stuhl am Eck
Tauchen
Trenthof
Thomas
Bernfn.
Schneiderriegel
Gschaid
Michel-
Fasching-
bauer
Weidbauer
Nathbauer
Fuchs am Riegl
Somnerhauer
Kulma Riegl
Lekerbauer
Olbersdorf
Dachhof
Gastendorf
Feistritz-Kirchdorf
Brunnerbauer
Kranzlbauer
Pölzl
Wickelbr.
Tilleiten
Hollerecker
Unterbach
Windhof
Hauerhofen
Stübchof
Hoppelbr.
Wedlbauer
Tremthof
Knollen
Hüller
Nadlbauer
Wiesenbauer
Schlag
Schlaiger
Hubbau
Fasching-
bauer
Hollbr.
Bernfn.
Thomas
Schau
Michel-
in der L
Pfarrer
Fleischer
Schuster
Hauptl
Hauptsch
Gschaid
Schneiderriegel
Reibbühel
Schusterhäusel
Sparbrunn
Löwendiesel
Hölzlriese
Ölgraben
Birgen
Hoffeld
Wrinberg
Kedl W.
Bachfeld
Hollenbach
Hollenbrunn
Selthof
Wieden
Hochleiten
Strobl
Eschbaum
Bertegg
Tatschwelle
Ungenberg
Taschen
Tauer
Festung
Haustierleiten
Schmiedbauer
Hirsler
Brenner
Müller in der
St. Peter
Weber in der
Leiten
Langegg
Hutteregg
Brandstadt
Stuhl am Eck
Lenz am Riegl
Jecklbauer
Sinnl
Mönichkirchner
Lichtenegg
Waldsölner
Mönichkirchen
Schaueregg
Rosenbühl
Baumgarten
Hagelstall

Tafel I.

Tafel I.

Becke-Osann'sches Dreieck

mit den Projektionspunkten einiger der untersuchten krystallinen Schiefergesteine.



	s	*a*	*c*	*f*
I = Granitgneis vom Krainerbauer nördl. Aspang	76·5	5·2	1·7	3·1.
II = Amphibolit, Steinbruch bei Schaueregg	52·8	0·8	1·5	7·7.
III = Grünschiefer, Steinbruch Gr. Klause bei Aspang	51·8	0·9	1·8	7·3.
IV = Grünschiefer Richarz' (l. c., p. 321)	49·7	0·6	2·6	6·8.

K. K. H. U. ST. DR.

Tafel II und III.

Tafel II und III.

Sieben geologische Querprofile im Maßstabe 1 : 25.000

durch das Bahngelände (im weiteren Sinne).

Profil I.

Profil II.

Profil III.

Denk

Erläuterung.

1 Quartär

Sinnersdorfer Schichten (Untermiocän?)

Kalk und Dolomit (Semmering-Jura u. Trias)

Semmeringquarzitgruppe (Permotrias)

Hüllschiefer (vorw. echte Glimmerschiefer, dann Arterite etc.)

Granatamphibolite

Orthoporphyrgneis

Maßstab 1 : 25.000

Wechsel- (Albit-)gneise (untergeordnet Granatglimmerschiefer)

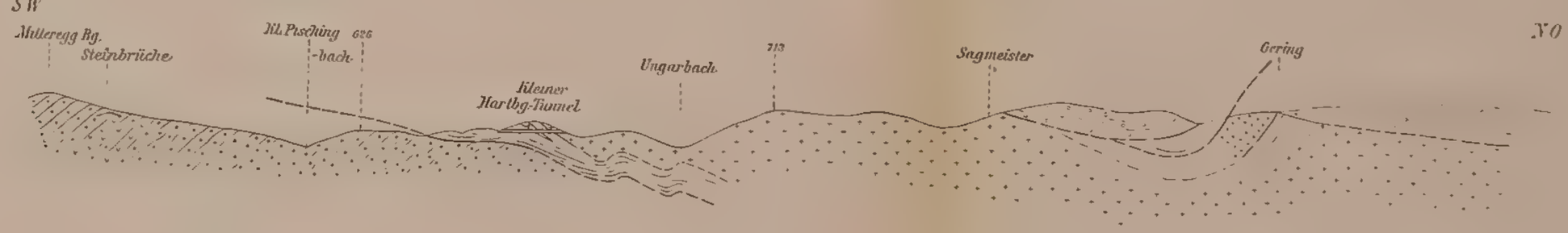
Quarzitlager

Grünschiefer und Amphibolite

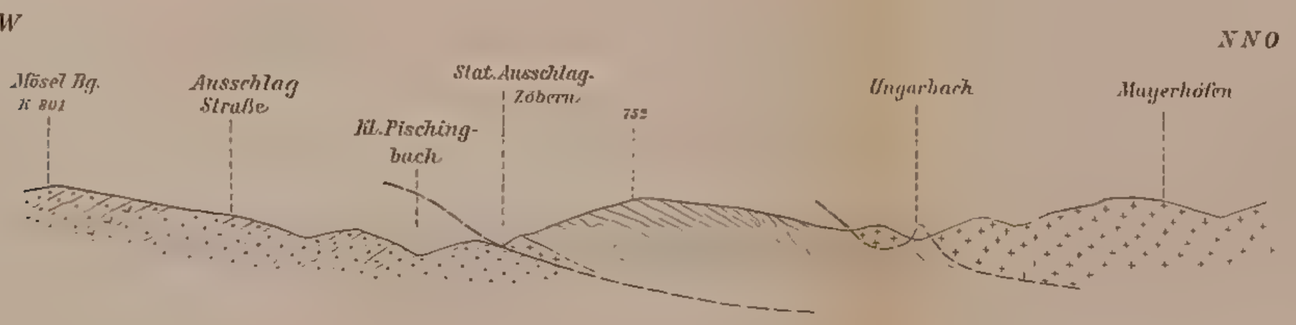
Aplitischer Orthogneis

Profil I.

Profil II.



Profil III.

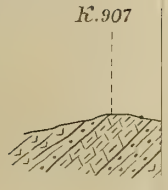


Profil I. *SSW*

Profil II.

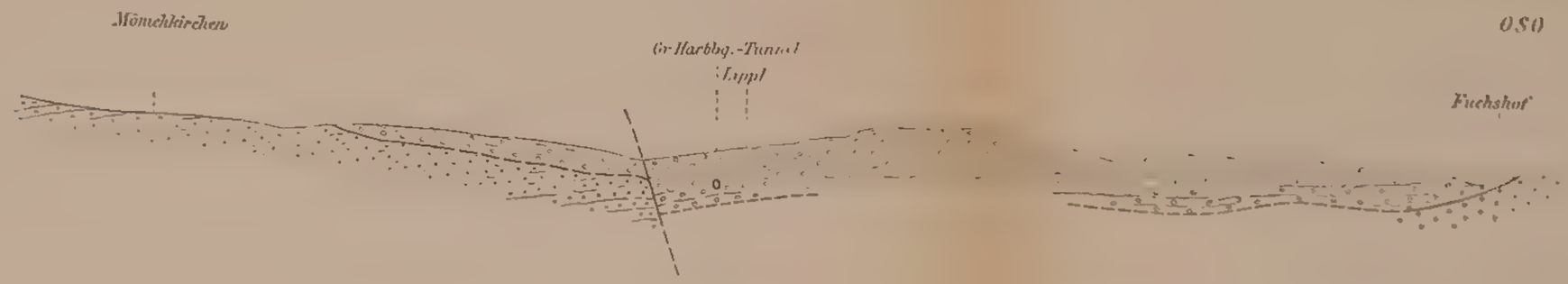
Profil III. *W*

Profil IV. *WSW*

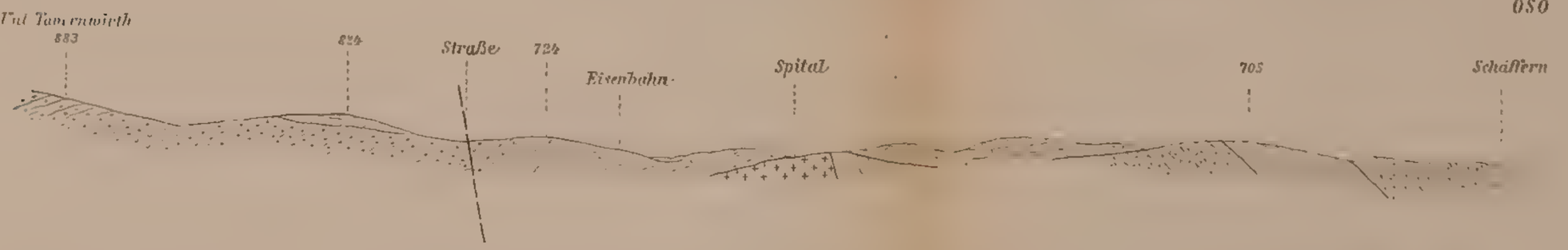


Profil I. SSW

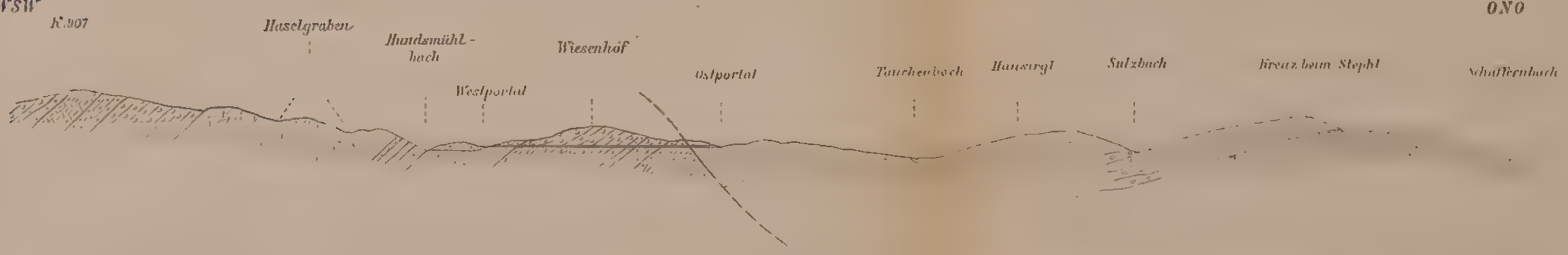
Profil II. WNW



Profil III. WNW



Profil IV. WSW



Tafel IV.

Tafel IV.

Geologisches Längenprofil durch den Großen Hartberg-Tunnel

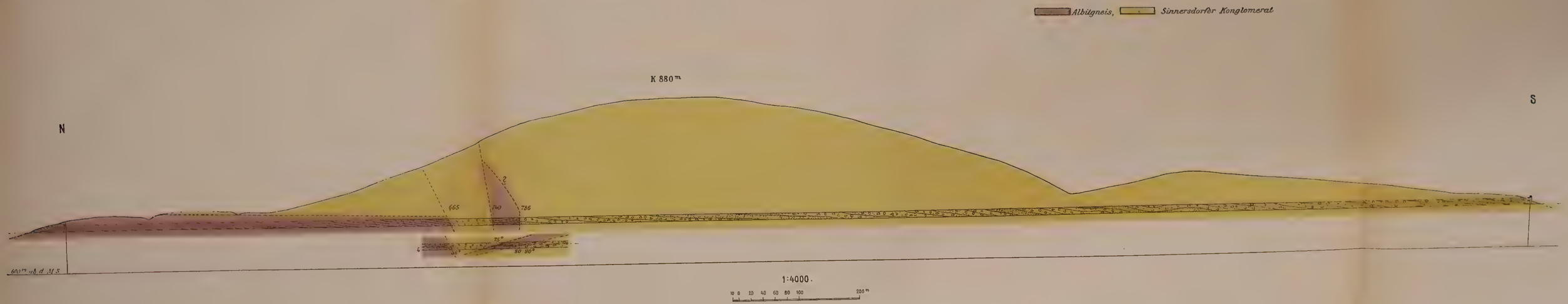
(lang 2477 *m*), im Maßstabe (Höhe gleich Länge) 1 : 4000. — Aufgenommen von Dr. H. Mohr während des Baues.

Mohr, H.: Ge

Längenprofil d

Mohr, H.: Geologie der Wechselbahn.

Längenprofil des Großen Hartbergtunnels.



Tafel V.

Tafel V.

Zwei Aufnahmen des Nordportales des Großen Hartberg-Tunnels während des Baues.

Bild I.

Im Vordergrund Wechsel(Albit)gneise. Rückwärts, die Wasserscheide bildend, das Sinnersdorfer Konglomerat. Die gestrichelte Linie folgt der Grenze beider, die sich im Gelände durch eine deutliche Stufe ausprägt.

Bild II.

Das Nordportal aus größerer Nähe. Man erkennt in diesem Bilde den Absatz besser, welcher der Grenze zwischen Wechselgneis und auflagerndem Sinnersdorfer Konglomerat entspricht.

Fig. 3 —

Fig. 4 Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

Tafel VI.

Tafel VI.

Zwei Aufnahmen vom großen Bahneinschnitt bei *km* 13·1.

Bild I.

Man sieht von Osten her in das Südende des großen Einschnittes (*km* 13·480). Ziemlich steilgestellte, lettige und sandige Sinnersdorfer Schichten zeigen am rechten (nördlichen) Hang sehr hübsch die Bankung.

Bild II.

Nordausgang des großen Einschnittes bei *km* 13·1. Vollkommen saiger gestellte Sinnersdorfer Schichten in der nordwestlichen Böschung. Die Figur zeigt auf einen Kohlenschmitz, der in den Komplex von bläulichen bis gelblichen Lettenbänken, welche von rostigen Schotterstreifen durchzogen sind, eingeschaltet ist.

(Der obere Teil der Böschung ist verrutscht.)

Fig. 1

Fig. 2

Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

Tafel VII.

Tafel VII.

Zwei Aufnahmen des Westportales des Wiesenhöfer Tunnels während des Baues.

Bild I.

Erstes Stadium: Das Westportal in Zimmerung. Die Albitgneise, in welchen das Portal angeschlagen ist, fallen rechtsinnig, aber etwas steiler als das Gehänge, gegen Westen (das heißt gegen den Beschauer) ein. Durch die kräftige erodierende Tätigkeit des — unmittelbar vor dem Portal überbrückten — Glaserbaches ist das Gehänge bereits etwas zu steil geworden. Trotzdem wagte man es, um für einige notwendige Schuppen Raum zu gewinnen, die auf den Beschauer zufallenden Gneisbänke (besonders rechts vom Portal im Interesse des zu errichtenden Maschinenhauses) zu unterschneiden.

Bild II.

Zweites Stadium: Man sieht die ihrer Stütze beraubte hängende Gneismasse in Bewegung. Den kräftigen seitlichen Druck erkennt man deutlich aus der starken Verkürzung des Krümmungsradius der Kalotte. Die Größe des Druckes ist aus der Stärke des Portalringes (Type IX um 10 *cm* verstärkt) zu erschließen.

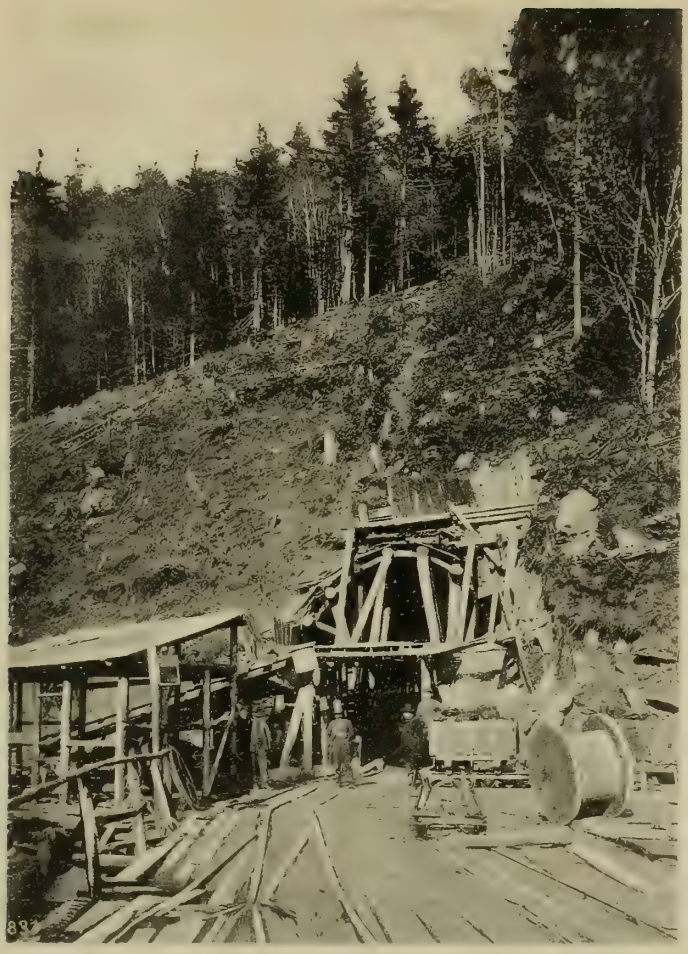


Fig. 5

Fig. 6 Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01354 9373